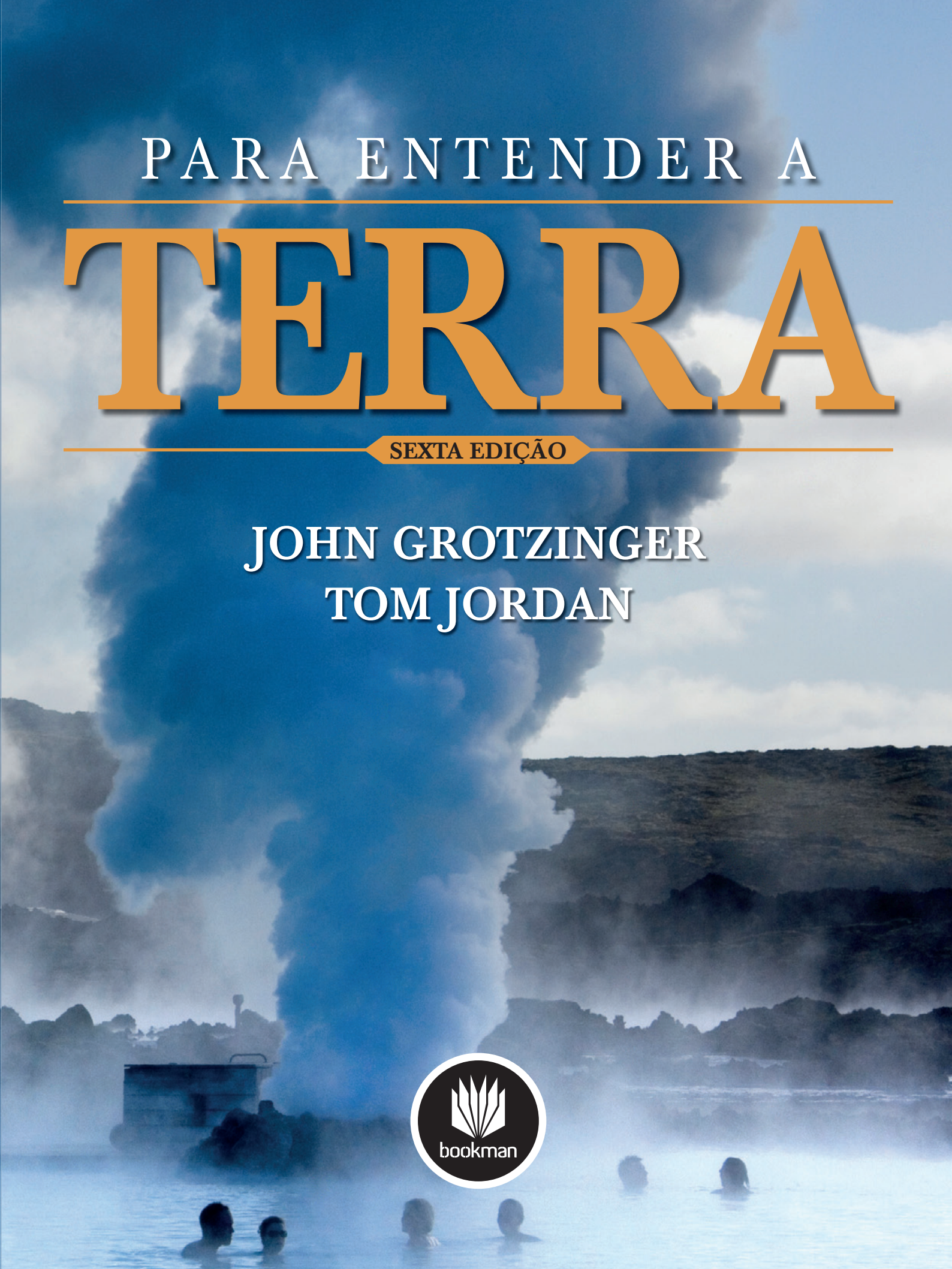
# PARA ENTENDER A TERRA

SEXTA EDIÇÃO

JOHN GROTZINGER
TOM JORDAN



**Tradutores da 4ª edição**

Rualdo Menegat
Professor do Instituto de Geociências/UFRGS

Paulo César Dávila Fernandes
Professor da Universidade do Estado da Bahia

Luís Aberto Dávila Fernandes
Professor do Instituto de Geociências/UFRGS

Carla Cristine Porcher
Professora do Instituto de Geociências/UFRGS

G881e Grotzinger, John.
Para entender a terra [recurso eletrônico] / John Grotzinger, Tom Jordan ; tradução: Iuri Duquia Abreu ; revisão técnica: Rualdo Menegat. – 6. ed. – Dados eletrônicos. – Porto Alegre : Bookman, 2013.

Editado também como livro impresso em 2013.
Tradução da 4. ed. de Rualdo Menegat, Paulo César Dávila Fernandes, Luís Aberto Dávila Fernandes, Carla Cristine Porcher.
ISBN 978-85-65837-82-8

1. Geociências. 2. Geologia. I. Jordan, Tom. II. Título.

CDU 55

Catalogação na publicação: Natascha Helena Franz Hoppen CRB10/2150

**JOHN GROTZINGER**
*California Institute of Technology*

**TOM JORDAN**
*University of Southern California*

# PARA ENTENDER A TERRA

**SEXTA EDIÇÃO**

**Tradução**
Iuri Duquia Abreu

**Revisão técnica**
Rualdo Menegat
Mestre em Geociências e doutor em Ciências pela UFRGS
Coordenador do Curso de Geologia da UFRGS
Professor adjunto do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências/UFRGS
Presidente do Fórum Nacional dos Cursos de Geologia
Membro da International Commission on the History of Geological Sciences
of International Union of Geological Sciences

Versão impressa
desta obra: 2013

bookman

2013

Obra originalmente publicada nos Estados Unidos por W.H.Freeman and Company, New York, sob o título *Understanding the Earth*, 6th Edition
ISBN 9781429219518

First published in the United States by W.H.Freeman and Company, New York
Copyright ©2010 W.H.Freeman and Company.
All rights reserved. Todos os direitos reservados.

Gerente editorial – CESA: *Arysinha Jacques Affonso*

*Colaboraram nesta edição:*

Coordenadora editoral: *Denise Weber Nowaczyk*

Editora: *Maria Eduarda Fett Tabajara*

Capa: *Rogério Grilho (arte sobre capa original)*

Imagem da capa: *Steve Allen/Getty Images*

Preparação de originais: *Isabela Beraldi Esperandio*

Editoração: *Techbooks*

Reservados todos os direitos de publicação, em língua portuguesa, à
BOOKMAN EDITORA LTDA., uma empresa do GRUPO A EDUCAÇÃO S.A.
Av. Jerônimo de Ornelas, 670 – Santana
90040-340 – Porto Alegre – RS
Fone: (51) 3027-7000 Fax: (51) 3027-7070

É proibida a duplicação ou reprodução deste volume, no todo ou em parte, sob quaisquer formas ou por quaisquer meios (eletrônico, mecânico, gravação, fotocópia, distribuição na Web e outros), sem permissão expressa da Editora.

Unidade São Paulo
Av. Embaixador Macedo Soares, 10.735 – Pavilhão 5 – Cond. Espace Center
Vila Anastácio – 05095-035 – São Paulo – SP
Fone: (11) 3665-1100 Fax: (11) 3667-1333

SAC 0800 703-3444 – www.grupoa.com.br

# Conheça os Autores

**TOM JORDAN** é geofísico cujos interesses incluem a composição, a dinâmica e a evolução da Terra sólida. Concentra suas pesquisas na natureza da subducção profunda, na formação de uma espessa quilha sob os antigos crátons continentais e na questão da estratificação do manto. Ele desenvolveu uma série de técnicas para elucidar as feições estruturais do interior da Terra, que dão suporte a esses e outros problemas geodinâmicos. Trabalha, também, na modelagem do movimento das placas, medindo deformações neotectônicas nas zonas de borda de placas, quantificando vários aspectos da morfologia do assoalho oceânico e caracterizando grandes terremotos. Doutor em Geofísica e Matemática Aplicada no Instituto de Tecnologia da Califórnia, EUA (Caltech), lecionou na Universidade de Princeton e no Instituto de Oceanografia Scripps antes de integrar a faculdade do Instituto de Tecnologia de Massachusetts (MIT) como Professor Robert R. Shrock de Ciências Planetárias e da Terra em 1984. Foi chefe do Departamento de Ciências Planetárias, da Atmosfera e da Terra do MIT durante 10 anos (1988-1998). Transferiu-se do MIT para a Universidade da Califórnia do Sul em 2000, onde assumiu a posição de Professor W. M. Keck de Ciências Geológicas e de direção do Centro de Terremotos da Califórnia do Sul.

O Dr. Jordan recebeu a Medalha James B. Macelwane da União de Geofísica dos EUA em 1983, o Prêmio George P. Woollard da Sociedade de Geologia dos EUA em 1998 e a Medalha Lehmann da União de Geofísica dos EUA em 2005. É membro da Academia de Artes e Ciências dos EUA, da Academia Nacional de Ciências dos EUA e da Sociedade de Filosofia dos EUA.

**JOHN GROTZINGER** é geólogo de campo interessado na evolução da biosfera e dos ambientes superficiais da Terra. Sua pesquisa é voltada para o desenvolvimento químico dos oceanos e da atmosfera primitivos, para o contexto ambiental da evolução animal primitiva e para os fatores geológicos que regulam as bacias sedimentares. Ele tem contribuído com a proposição da estrutura geológica básica de uma série de bacias sedimentares e cinturões orogênicos do noroeste do Canadá, do norte da Sibéria, do sul da África e do oeste dos Estados Unidos. É Bacharel em Geociências pela Universidade Hobart (1979), Mestre em Geologia pela Universidade de Montana (1981) e Doutor em Geologia pelo Instituto Politécnico e Universidade do Estado de Virgínia (1985). Durante três anos atuou como pesquisador do Observatório Geológico de Lamont-Doherty, antes de integrar o corpo docente do MIT, em 1988. De 1979 a 1990, esteve engajado em mapeamento regional para o Serviço Geológico do Canadá. Atualmente, é geólogo da equipe de Exploração de Marte com veículos robotizados (Mars Exploration Rovers), a primeira missão a conduzir uma exploração em superfície da geologia do substrato rochoso de outro planeta, que resultou na descoberta de rochas sedimentares formadas em ambientes sedimentares aquosos.

Em 1998, o Dr. Grotzinger recebeu a distinção de Acadêmico Ilustre Waldemar Lindgren no MIT e, em 2000, assumiu a posição de Professor Robert R. Shrock de Ciências Planetárias e da Terra. Em 2005, transferiu-se do MIT para o Caltech (Instituto de Tecnologia da Califórnia, EUA), onde assumiu a posição de Professor Fletcher Jones de Geologia. Recebeu o Prêmio Jovem Pesquisador da Presidência da Fundação Nacional de Ciência dos Estados Unidos em 1990, a Medalha Donath da Sociedade de Geologia dos EUA (GSA) em 1992 e a Medalha Henno Martin da Sociedade de Geologia da Namíbia em 2001. É membro da Academia de Artes e Ciências dos EUA e da Academia Nacional de Ciências dos Estados Unidos.

Dedicamos este livro a Frank Press e a Ray Siever,
educadores pioneiros na era da Geologia moderna.
Este livro somente foi possível porque eles nos
mostraram o caminho.

# Apresentação à Edição Brasileira

## Entender a Terra em português: uma conquista brasileira

A sexta edição de um dos mais aclamados livros de introdução às ciências da Terra nos Estados Unidos e em muitos outros países, chega rapidamente ao público brasileiro, com um intervalo de tempo de apenas alguns meses em relação a sua publicação em inglês. Desde 2006, a quarta edição dessa obra tem circulado no Brasil com grande sucesso de público e crítica. Isso se deve ao esforço continuado que a Editora Bookman vem fazendo na publicação de manuais técnicos na área da geologia e ciências afins.

Esta sexta edição termina um ciclo de uma profunda reestruturação da obra em relação à primeira edição. Esse trabalho de reestruturação já vinha sendo feito desde a terceira edição pelos autores fundadores do livro, o professor Frank Press, um dos mais destacados cientistas norte-americanos, e Raymond Siever, conhecido em todo o mundo por sua contribuição ímpar à Geologia Sedimentar. Mas com a justa aposentadoria desses dois grandes mestres que escreveram a primeira edição da obra em 1965, passaram a assumir a tarefa de continuá-la dois cientistas de grande envergadura, os professores John Grotzinger e Tom Jordan.

Os novos autores aprofundaram a reestruturação então iniciada pelos fundadores. Qual é a reestruturação? Ela se dá em quatro níveis. Primeiro, a de considerar a Terra como sendo um **sistema de componentes interativos**. Nesta sexta edição, essa concepção foi aprofundada com novos exemplos em diferentes aspectos, como o da interação entre clima e orogênese. Segundo, na concepção de que a tectônica de placas é um sistema que explica desde a distribuição e geodiversidade de materiais rochosos até a formação dos oceanos e relevo planetário. Terceiro, por meio de um inédito capítulo denominado "Geobiologia", os autores introduzem a análise de como a biosfera tem modificado os demais sistemas planetários ao longo do tempo e vice-versa, ou seja, de como a dinâmica planetária tem influenciado a evolução da vida. Trata-se de uma visão muito moderna das relações entre disciplinas como paleontologia, geologia, biologia, paleoclimatologia e paleoecologia. Por fim, uma modificação que pode parecer apenas gráfica, mas que para nós geólogos têm um profundo significado cognitivo: a introdução de desenhos e esquemas para ajudar a ler as fotografias da paisagem. No campo, os geólogos sempre iniciam suas investigações por meio de desenhos e croquis que ajudam a descrever e entender a paisagem e materiais que estão sendo analisados. Essa tem sido uma tradição de longo tempo na documentação de afloramentos, que remonta os primórdios da geologia praticada por Nicolau Steno e Ulisse Aldrovandi ainda no século XVII. Esse método de representar os afloramentos, continuado por Charles Darwin, foi um tanto desconsiderado na última década devido ao avanço de equipamentos digitais, como máquinas fotográficas. As fotografias pareceriam substituir o método da acurada e detida observação de campo necessária para guiar a ponta da lapiseira sobre a folha da caderneta de campo para elaborar o desenho.

Além disso, os autores incluíram inúmeros exercícios de grande aventura investigativa por meio do *Google Earth*, incentivando o leitor a "ver com seus próprios olhos". Essa possibilidade é altamente revolucionária para a cognição e o ensino da Geologia e ciências afins. Com a precisão e qualidade de imagens de satélite hoje acessíveis pelos sistemas de informação computadorizada, como o *Google Earth*, pode-se levar o leitor a "ver" as situações de campo com grandes vantagens. Tais ferramentas possibilitam mudar de escalas rapidamente, de sorte a melhorar a visualização de grandes estruturas geológicas, com análise de detalhes, mudança do de ângulo de observação, etc., possibilitando um entendimento espacial muito mais qualificado da feição observada.

Além disso, os autores aprofundaram incrivelmente os exemplos sobre a importância da geologia para a investigação atual dos planetas do sistema solar por meio de naves, sondas, aterrissadores e orbitadores. No momento em que finalizamos a presente tradução, uma das maiores aventuras estava pronta por começar: houve total sucesso na aterrissagem do jipe-robô Curiosity em Marte, um veículo-robotizado que tem muitas das habilidades dos geólogos para investigar as rochas e os solos em campo. Um novo capítulo da exploração geológica do sistema solar está por se abrir e você pode acompanhar seus objetivos e princípios por meio desta obra que está em suas mãos. E não é por menos, pois o professor Grotzinger participou diretamente da equipe que ajudou a projetar o *Curiosity* e imaginar as situações de campo que ele deveria enfrentar em Marte.

A equipe de tradução e revisão desta obra está orgulhosa com o trabalho. Mais de 600 notas de tradução foram inseridas para ajudar o leitor a entender alguns sentidos dos conceitos utilizados com base na experiência brasileira, adaptando a obra ao nosso contexto geológico e cultural. Pensamos que o ensino das ciências da Terra no Brasil não pode avançar sem excelentes recursos didáticos na língua em que os estudantes pensam: o português. Esse cuidado tem sido acompanhado pelo esmero editorial da Bookman, sem o qual, não alcançaríamos a qualidade dessa obra, a quem agradecemos o esforço de sua qualificada e dedicada equipe. Esperamos que essa obra ajude a formar no Brasil um forte pensamento geológico, condição para pensarmos nossa identidade territorial e cultural.

Rualdo Menegat

# Prefácio

Se você fizer a pergunta "o que os geólogos fazem?", é bem provável que a resposta seja relacionada ao estudo de rochas, vulcões ou terremotos. Assim como em muitas ciências, um entendimento mais completo da área da Geologia é obtido apenas por meio de seu estudo. Cabe a nós, educadores, ensinar nossos alunos que o preço da gasolina depende, em parte, do trabalho de geólogos que estudam depósitos de petróleo; que os geólogos ajudam a determinar a segurança das localizações de prédios; e que a água que emerge das torneiras das casas é levada a eles com o auxílio de geólogos. O curso de introdução à Geologia nos oferece uma extraordinária oportunidade de compartilhar com alunos a beleza e o poder da Geologia, além de cultivar uma maior valorização do trabalho de todos os cientistas e uma melhor compreensão do mundo à nossa volta.

Nesta sexta edição de *Para entender a Terra*, os alunos são incentivados a **fazer o que os geólogos fazem**. Aqui, eles podem adotar a perspectiva de um cientista ativo à medida que avaliam informações, tiram conclusões e tomam decisões sobre a ampla variedade de conceitos que compõem o curso introdutório. Eles participam do processo científico da descoberta e aprendem por meio da experiência. Tópicos importantes são apresentados diversas vezes em vários formatos, inclusive visual, interativo e com base em avaliação, a fim de reforçar conceitos-chave e oferecer novas alternativas sobre o material. O resultado é conhecimento significativo e duradouro.

## Aprendendo o que os geólogos fazem: artigos de Geologia na prática

Novos nesta edição, artigos de Geologia na prática ajudam os alunos a se conectarem a trabalhos importantes atualmente sendo conduzidos na área, tornando a pesquisa e a resolução de problemas de ponta acessíveis a estudantes de todos os níveis. Esses artigos oferecem informações suficientes para uma discussão ou atividade inteligente baseada no tópico. Cada artigo inclui visualizações detalhadas do assunto em questão, além de um problema adicional que permite aos alunos aplicar o conhecimento de forma independente.

Os artigos de Geologia na prática incluem:

- Qual é o tamanho de nosso planeta?
- O que aconteceu na Baixa Califórnia? Como os geólogos reconstroem os movimentos das placas?
- A mineração vale a pena?
- Como os minérios metálicos valiosos se formam? Diferenciação magmática por meio de deposição de cristais
- Onde procuramos petróleo e gás?
- Como é feita a leitura da história geológica em cristais?
- Como usamos mapas geológicos para encontrar petróleo?
- Como os isótopos nos informam sobre as idades dos materiais terrestres?
- Como se aterrissa uma espaçonave em Marte? Sete minutos de terror
- Com que velocidade as montanhas do Himalaia estão soerguendo-se e com que rapidez estão erodindo?
- Como os geobiólogos encontram evidências de vida primitiva em rochas?
- Os *traps* siberianos são prova irrefutável da extinção em massa?

### GEOLOGIA NA PRÁTICA

**Como usamos mapas geológicos para encontrar petróleo?**

O óleo bruto, ou *petróleo* (do latim "óleo de rocha"), tem sido coletado de infiltrações naturais na superfície terrestre desde épocas antigas. A substância betuminosa de cheiro ruim já foi usada como calafetagem de barcos, graxa para rodas e remédio, mas não era comum usá-la como combustível até o processo de refinamento de petróleo ser desenvolvido na década de 1850. A demanda disparou naquela época, principalmente porque o óleo de gordura de baleia, o melhor combustível que havia disponível para as lamparinas, ficou incrivelmente caro (US$ 60 por galão em valores atuais!) quando a pesca excessiva dizimou populações de baleias.

A capacidade de refinar óleo limpo para lamparinas a partir do petróleo deflagrou o primeiro *boom* do óleo. A mineração do "ouro negro" concentrou-se em áreas em torno do Lago Erie, onde foram descobertos grandes afloramentos de petróleo – no noroeste da Pensilvânia, nordeste de Ohio e sul de Ontário. Os primeiros exploradores de petróleo, como o autoproclamado "Coronel" Edwin Drake, da Pensilvânia, simplesmente perfuravam os afloramentos, mas essa abordagem direta logo se mostrou uma estratégia inadequada para satisfazer a nova sede de petróleo.

O conhecimento geológico podia ser usado para localizar grandes reservatórios de petróleo escondidos no subsolo, ou seja, em regiões onde nenhum óleo aflorava à superfície? Uma resposta afirmativa foi dada em 1861 por T. Sterry Hunt, um geoquímico nascido em Connecticut (EUA). Hunt, membro do Serviço Geológico do Canadá, era ativo na nova ciência do mapeamento de recursos naturais. Ele documentou os afloramentos de petróleo do sul de Ontário em 1850. A medida que a produção de óleo da região aumentava, ele percebeu que os afloramentos e os poços bem-sucedidos tendiam a estar alinhados ao longo de cristas de dobras geológicas.

Hunt também havia estudado as propriedades físicas e químicas do petróleo no laboratório e sabia que ele se formava quando rochas sedimentares ricas em material orgânico eram sujeitas ao calor e à pressão (ver Capítulo 5). O petróleo é mais leve que a água; devido a seu empuxo, ele tende a ascender em direção à superfície. A hipótese proposta por Hunt era que o petróleo ascendente acumulava-se em "rochas reservatório" porosas, como arenitos, se tais rochas estivessem sobrepostas por "rochas selantes", como folhelhos, que evitavam a ascensão posterior do petróleo. Além disso, o local mais provável para encontrar grandes reservatórios seria ao longo dos eixos de dobras de anticlinais, onde volumes consideráveis de petróleo podiam estar presos sem escapar para a superfície.

A figura que acompanha esta seção ilustra uma armadilha anticlinal, para a qual podemos imaginar a seguinte narrativa de descoberta geológica. A erosão da dobra expôs uma sequência de arenitos, calcários e folhelhos. O mapeamento feito por um geólogo empreendedor mostra que o eixo do anticlinal tem direção nordeste. A perfuração no ponto A sobre o eixo do anticlinal penetra, em primeiro lugar, uma camada espessa de arenito exposta na superfície e, a seguir, uma camada mais delgada de folhelho. Logo abaixo do folhelho, a equipe de perfuração encontra outra camada de arenito contendo gás e, abaixo desse gás, quantidades significativas de óleo. O geólogo infere que o folhelho está capeando um importante reservatório de petróleo na camada mais profunda do arenito, então instrui a equipe a mover-se ao longo da direção do anticlinal e perfurar no ponto B. Bingo: mais um próspero poço de óleo!



A "teoria anticlinal" de Hunt permitiu que os geólogos descobrissem óleo (alguns ficaram ricos) mapeando estruturas de dobras na superfície e, mais tarde, por imagens tridimensionais dessas estruturas, usando técnicas sísmicas. Os resultados foram impressionantes: a maior parte do total de um trilhão de barris de óleo bruto produzido desde 1861 veio de armadilhas anticlinais de óleo do tipo que Hunt descobriu.

***PROBLEMA EXTRA:*** A empresa que gerencia o petróleo mostrado na figura gostaria de expandir suas operações, então propuseram perfurar um novo poço ao longo do eixo do anticlinal no ponto C. Como você, que trabalha com consultoria geológica, classificaria as chances de obter outro poço promissor? Ilustre sua resposta com um esboço de uma secção transversal geológica.

- Os terremotos podem ser controlados?
- O princípio da isostasia: por que os oceanos são profundos e as montanhas são elevadas?
- Onde está o carbono perdido?
- O que torna uma encosta instável demais para a construção?
- Quanta água nosso poço consegue produzir?
- Podemos remar hoje? Usando dados de medição de fluxo de corrente de rios para planejar um passeio de barco seguro e agradável
- É possível prever a extensão da desertificação?
- A restauração de praias funciona?
- Por que o nível do mar está subindo?
- Com que velocidade as correntes erodem o substrato rochoso?

## Vendo o que os geólogos veem: projetos no Google Earth

Imagens de satélite da Terra agora são comuns em noticiários, em sites de pesquisa e visualização de mapas e em outros aspectos da mídia popular. O Google Earth é, de longe, o navegador virtual do globo mais usado, disponível por meio de *download* gratuito. Aproveitando a familiaridade com essas imagens e *software*, os projetos no Google Earth orientam os alunos por meio de explorações específicas de importantes localizações geográficas. Em um equilíbrio entre observação, conceitos geológicos centrais, senso geográfico, questionamento orientado e aprendizagem ativa, os alunos trabalham com uma série de perguntas.

Cada projeto no Google Earth consiste no seguinte:

- Uma introdução que estabelece os objetivos e os conceitos da atividade.
- Instruções de navegação fáceis de entender que ajudam os alunos a navegar diretamente para a localização do exercício.
- Uma imagem da localização que permite aos alunos verificar sua visualização e garantir que estão com a altitude e o ângulo corretos.
- Perguntas que reforçam o entendimento dos alunos sobre o que estão vendo, conduzindo-os a ver o que um geólogo veria.

### *Projeto no Google Earth*

Alguns dos vulcões mais espetaculares e perigosos ocorrem nos arcos de ilha e nos cinturões de montanhas vulcânicas acima das zonas de subducção. O Google Earth é uma boa ferramenta para observar os tamanhos e as formas desses vulcões. Ele será utilizado para investigar um exemplo famoso: o Monte Fuji, na ilha japonesa de Honshu.

***LOCALIZAÇÃO*** Monte Fuji, Japão, e Sarychev Peak, Ilhas Kurile.

***OBJETIVO*** Observar o tamanho e a forma de estratovulcões ativos.

***REFERÊNCIA*** Figura 12.14

Vista do Monte Fuji, Japão, pelo Google Earth.

1. Digite "Monte Fuji, Japão" na janela de busca do Google Earth; quando chegar lá, incline o enquadramento para o norte e observe a topografia da montanha de uma altitude de vários quilômetros. Use o cursor para medir a altura do pico acima do nível do mar. Qual das respostas abaixo melhor descreve a forma geral do Monte Fuji?
   *a.* Uma grande fissura linear na superfície terrestre
   *b.* Um vulcão-escudo de baixo relevo e bastante amplo
   *c.* Um cone de cinzas com laterais íngremes e de baixa elevação
   *d.* Um estratovulcão de alta elevação e laterais íngremes
2. Com base em suas observações do Monte Fuji e da área circundante, que feição única pode convencê-lo de que está vendo um vulcão?
   *a.* Os números de árvores e a quantidade de neve presente na lateral da montanha
   *b.* A presença de uma cratera no topo da montanha
   *c.* O declive das encostas da montanha e o grande deslizamento de terra na encosta sul
   *d.* A proximidade da montanha com a linha costeira do Japão e sua distância da China
3. Após considerar as características visíveis do Monte Fuji de vários ângulos, como você classificaria seu nível de atividade vulcânica quando a foto de satélite foi feita?
   *a.* As formas erodidas da paisagem em torno do vulcão indicam que agora ele está extinto, uma conclusão sustentada pela presença de neve.
   *b.* Encostas íngremes, forma circular e cratera bem definida indicam atividade vulcânica
4. Tóquio, no Japão, uma das maiores cidades na Terra, abriga mais de 12 milhões de pessoas. Para avaliar os riscos do Monte Fuji a Tóquio, considere que é esperado que os ventos predominantes soprem a nuvem de uma grande erupção para o leste, descarregando até um metro de cinzas a mais de 100 km do vulcão. Meça a distância e a direção do vulcão até o centro urbano de Tóquio. Qual das afirmativas abaixo é mais consistente com essas informações?
   *a.* O Monte Fuji está muito distante de Tóquio para representar um risco significativo.
   *b.* O vulcão apresenta um risco significativo para Tóquio, porque está próximo da cidade e porque há probabilidade de que os ventos predominantes soprem uma nuvem eruptiva na sua direção.
   *c.* O vulcão representa apenas um risco moderado a Tóquio; ele está bem próximo, mas é provável que os ventos predominantes soprem qualquer nuvem eruptiva para longe da cidade.
   *d.* O vulcão não é um risco para Tóquio, porque está extinto e não se espera que vá entrar em erupção.

***Pergunta-desafio opcional***

5. Use o *zoom* até chegar a uma altitude de 3.000 km. Procure a fossa de mar profundo que marca uma zona de subducção a leste do Monte Fuji. Movimente-se ao longo da zona de subducção para o nordeste até encontrar a Ilha de Matua na cadeia das Ilhas Kurile, que pertence à Rússia. Essa ilha é dominada pelo Sarychev Peak, um dos vulcões mais ativos das Ilhas Kurile. Mensure a altura do vulcão e observe suas feições. Qual das seguintes afirmativas descreve melhor suas observações?

# Vendo o mundo como um geólogo: programa aprimorado de arte

A Geologia introdutória é bastante conhecida por ser um curso essencialmente visual. Temos a felicidade de exibir paisagens impressionantes e fenômenos naturais espetaculares em nossos cursos e livros. Para garantir que os alunos internalizem os conceitos evidentes nas imagens mostradas, a sexta edição de *Para entender a Terra* tira proveito de uma colaboração exclusiva entre os autores e a geóloga e artista Emily Cooper.

## Novos desenhos de campo

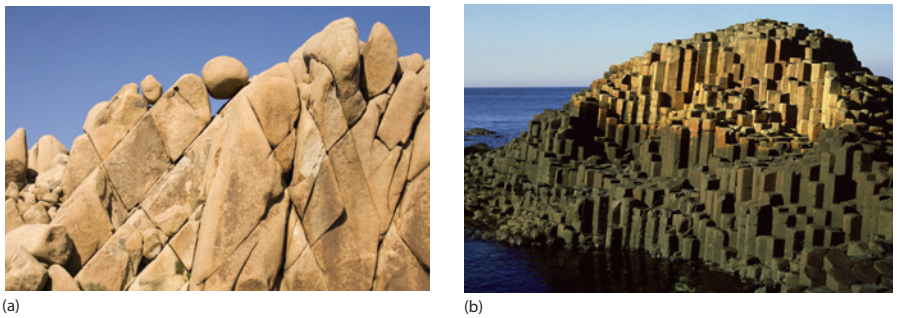
Uma série das fotos aprimoradas desta edição é acompanhada de desenhos de campo realistas, preenchendo a lacuna entre o que os alunos e os geólogos veem quando analisam uma formação geológica. O uso do estilo de desenho de campo dá aos alunos um senso do trabalho prático dos geólogos e possibilita que desenvolvam uma maior apreciação das estruturas geológicas que talvez vejam todos os dias.

**FIGURA 7.9** ■ Esta escarpa é uma superfície fresca de uma feição que se formou por falhamento normal durante o terremoto de 1954 em Fairview Peak, Nevada (EUA). [Karl V. Steinbrugge Collection, Earthquake Engineering Research Center]

**FIGURA 10.21** ■ Essas praias suspensas na costa de Point Lake, Territórios do Noroeste, Canadá, são evidências do movimento vertical da crosta após a remoção do gelo glacial. [Reproduzido com permissão de *Natural Resources Canada 2009*, cortesia da Geological Survey of Canada (Foto 2001-208 por Lynda Dredge)]

## Programa de fotos redesenhadas

Pelo menos metade das fotografias desta edição está em um novo formato ampliado. Aproximadamente 20% das imagens do livro são novas.



(a) (b)

**FIGURA 7.17** ■ Padrões de juntas. (a) Intersecção de juntas em uma exposição enorme de granito, Joshua Tree National Park, Califórnia (EUA). (b) Juntas colunares em basalto, Giants Causeway, Irlanda do Norte. [(a) Sean Russell/Photolibrary; (b) Michael Brooke/Photolibrary]

## Novas representações tridimensionais

Exibidas de modo atraente e comunicando informações importantes com clareza, essas novas figuras ajudam os alunos a ver estruturas e características geológicas de difícil visualização.

Emily Cooper, a geóloga e artista que colaborou com os autores, formou-se em Geologia e Ciências Terrestres pelo Williams College, depois estudou no Programa de Pós-Graduação em Ilustração Científica na Universidade da Califórnia, Santa Cruz. O programa da universidade garantiu-lhe uma posição na revista *Scientific American* e diversos anos produtivos usando modelos tridimensionais em computador para criar imagens eficientes e belas.

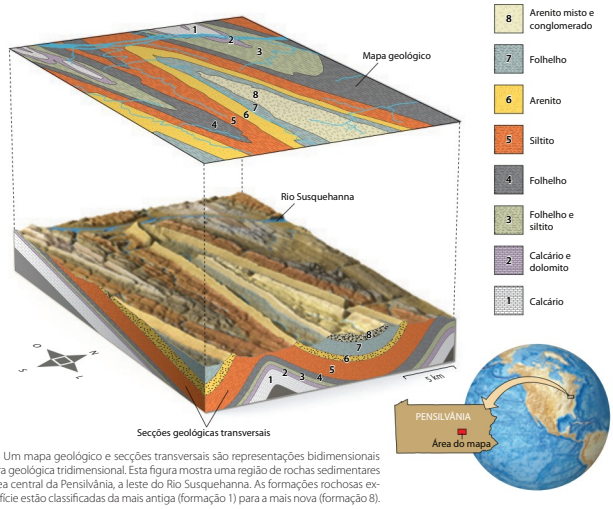



**FIGURA 7.4** ■ Um mapa geológico e secções transversais são representações bidimensionais de uma estrutura geológica tridimensional. Esta figura mostra uma região de rochas sedimentares dobradas na área central da Pensilvânia, a leste do Rio Susquehanna. As formações rochosas expostas na superfície estão classificadas da mais antiga (formação 1) para a mais nova (formação 8).

## Atualizações e revisões de conteúdo

- O capítulo introdutório inclui uma discussão ampliada do método científico. Uma nova seção, "A Geologia como ciência", dá uma visão geral sobre o que os geólogos observam e como e o que podem aprender com o registro geológico (Capítulo 1).
- A descoberta do basalto novo, feita por Maurice "Doc" Ewing, e da fenda tectonicamente ativa na Dorsal Mesoatlântica, feita por Marie Tharp e Bruce Heezen, acentua a história da descoberta da tectônica de placas. Fotos desses pesquisadores adicionam um toque pessoal à história (Capítulo 2).
- O texto apresenta novo material sobre a função que as rochas sedimentares podem exercer em nossa busca por novas fontes de energia, tanto na procura quanto na compreensão das limitações do fornecimento de combustível fóssil (Capítulo 5).
- O material na seção "Causas do metamorfismo" foi consolidado e reordenado para dar aos alunos uma melhor visão geral dos processos metamórficos com o intuito de prepará-los para o estudo de detalhe desses processos (Capítulo 6).
- Novos gráficos ilustram os conceitos de mapeamento geológico, e diferentes tipos de estruturas geológicas são descritas visualmente usando mapas geológicos e seções transversais (Capítulo 7).
- As datas na escala do tempo geológico foram atualizadas para refletir as da Carta Estratigráfica Internacional de 2008, e as novas descobertas referentes às rochas e minerais mais antigos da Terra são destacadas em uma nova seção, "Perspectivas sobre o tempo geológico" (Capítulo 8).
- A seção "Marte é incrível!" foi reorganizada e atualizada com novas missões, inclusive as capacidades de mapeamento e fotografia do Orbitador de Reconhecimento de Marte (*Mars Reconnaissance Orbiter*); novos achados sobre as camadas sedimentares de Marte; as descobertas da missão Phoenix sobre gelo e solo com um pH potencialmente habitável; e a iminente missão da Laboratório Científico de Marte (Mars Science Laboratory), voltada para a "questão de habitabilidade microbiana" (Capítulo 9).
- A seção "Astrobiologia: a busca de vida extraterrestre" inclui as últimas descobertas da Phoenix e suas implicações para a habitabilidade em Marte (Capítulo 11).
- O texto apresenta uma descrição mais unificada dos vulcões como geossistemas junto com uma melhor conexão com o Capítulo 4, sobre rochas ígneas (Capítulo 12).

- Novos gráficos representam com maior clareza conceitos de sismologia, inclusive a teoria da recuperação elástica, ruptura de falhas, abalos precursores e abalos secundários (Capítulo 13).
- Terremotos recentes, inclusive os de Kashmir (2005), China (2008) e Itália (2009), são usados como exemplos da morte e destruição causadas pelo desmoronamento de prédios (Capítulo 13).
- Foi dada mais ênfase ao conceito de isostasia para determinar a topografia de superfície e a epirogenia, e as profundidades das camadas e características terrestres foram modificadas para refletir o entendimento atual (Capítulo 14).
- A seção sobre variação climática através do tempo geológico foi reorganizada, começando agora com variações de curto prazo, e a discussão sobre ciclos glaciais foi integrada de forma mais eficiente com os conceitos dos ciclos de Milankovitch e as mudanças causadas pela tectônica de placas sobre a superfície terrestre (Capítulo 15).
- A seção sobre o ciclo do carbono agora inclui uma explicação concisa de acidificação oceânica como exemplo da mudança global causada por atividades humanas (Capítulo 15).
- As estatísticas sobre emissões de carbono antropogênico e seus destinos foram atualizadas segundo o relatório do IPCC de 2007 (Capítulos 15 e 23).
- O texto fornece mais detalhes sobre como a prevenção da erosão progressiva e regressiva de aclives durante a construção e criteriosa engenharia de sistemas de drenagem podem ajudar a evitar movimentos de massa (Capítulo 16).
- A cobertura sobre secas no sudoeste dos Estados Unidos foi expandida (Capítulo 17).
- A descrição sobre como as atividades humanas aumentam as cargas sedimentares foi ampliada (Capítulo 18).
- As descrições sobre a formação de pântanos de sal em deltas e sobre os efeitos das atividades humanas nos deltas foram estendidas (Capítulo 18).
- A cobertura sobre monitoramento e previsão de furacões foi ampliada (Capítulo 20).
- A cobertura sobre observações e previsões de mudanças no nível do mar foi atualizada (Capítulo 20).
- As observações sobre o colapso dos bancos de gelo da Antártida foram atualizadas (Capítulo 21).
- Uma nova subseção,"Recursos naturais", define e faz a distinção entre *recursos naturais*, *recursos renováveis* e *recursos não renováveis* e entre *recursos* e *reservas* (Capítulo 23).
- Os dados sobre produção e consumo de energia nos Estados Unidos foram atualizados para o ano de 2007 (Capítulo 23).
- Uma nova seção,"Recursos energéticos para o futuro", discute o fornecimento global de recursos não renováveis e discorre brevemente sobre as alternativas que a sociedade humana precisa considerar, inclusive a conservação de energia (Capítulo 23).
- Um novo item do Plano de ação para a Terra sobre o depósito de lixo nuclear da Montanha Yucca aplica conceitos aprendidos ao longo do livro em sua descrição da geologia do local e traz uma discussão da controvérsia sobre a segurança de se armazenar lixo nuclear nesse local (Capítulo 23).
- Uma nova seção sobre biocombustíveis aborda a controvérsia sobre eles serem ou não"carbono neutro"(Capítulo 23).
- A acidificação oceânica e a perda de biodiversidade são introduzidas como exemplos atuais de mudança global causada por atividades humanas. Uma nova subseção,"Acidificação oceânica", discute a Declaração de Mônaco de 2009 e destaca os potenciais efeitos sobre a pesca e o turismo (Capítulo 23).
- A discussão de acréscimos nas concentrações atmosféricas de dióxido de carbono, metano e óxido nítrico nos últimos 10.000 anos baseia-se em novas informações do relatório do IPCC de 2007 (Capítulo 23).
- Uma nova subseção,"Estabilização das emissões de carbono", descreve o conceito de cunhas de estabilização de Pacala e Socolow (Capítulo 23).

## Recursos adicionais para professores (em inglês)

Recursos visuais são elementos essenciais para muitos cursos. O CD-ROM exclusivo para professores apresenta todos os recursos visuais e outros materiais em um formato de fácil utilização. O professor interessado em receber CD-ROM deve entrar em contato com a Bookman Editora pelo e-mail divulgacao@grupoa.com.br.

O CD-ROM contém:

- Animações
- Vídeos de expedições
- Respostas dos exercícios
- Respostas da seção Geologia na Prática
- Manual de recursos para o professor, com esboços de aulas capítulo a capítulo, atividades de aprendizagem cooperativa, etc.
- Apresentações de aula em PowerPoint
- Imagens em formato jpeg e em PowerPoint

# Agradecimentos

Constitui-se em um desafio tanto aos professores de Geologia como aos autores de livros-texto condensar os diversos aspectos importantes dessa ciência em um único volume e inspirar o interesse e o entusiasmo de seus alunos. Para ir ao encontro desse desafio, solicitamos a colaboração de muitos colegas que ensinam em todos os tipos de faculdades e universidades. Desde os primeiros estágios de planejamento de cada edição deste livro, contamos com um consenso nas visões de planejamento e organização do texto e na escolha dos tópicos a serem incluídos. Quando escrevemos e reescrevemos os capítulos, novamente contamos com a orientação de nossos colegas para tornar o trabalho pedagogicamente mais adequado, acessível e estimulante para os estudantes. Somos gratos a cada um deles. Os seguintes educadores estiveram envolvidos no planejamento ou nos estágios de revisão desta nova edição:

Jake Armour, *University of North Carolina, Charlotte*
Emma Baer, *Shoreline Community College*
Graham B. Baird, *University of Northern Colorado*
Rob Benson, *Adams State College*
Barbara L. Brande, *University of Montevallo*
Denise Burchsted, *University of Connecticut*
Erik W. Burtis, *Northern Virginia Community College*
Chu-Yung Chen, *University of Illinois*
Geoffrey W. Cook, *University of Rhode Island*
Tim D. Cope, *DePauw University*
Michael Dalman, *Blinn College, Brenham*
Iver W. Duedall, *Florida Institute of Technology*
Stewart S. Farrar, *Eastern Kentucky University*
Mark D. Feigenson, *Rutgers University*
William Garcia, *University of North Carolina, Charlotte*
Michael D. Harrell, *Seattle Central Community College*
Elizabeth A. Johnson, *James Madison University*
Tamie J. Jovanelly, *Bern/College*
David T. King, Jr., *Auburn University*
Steve Kluge, *State University of New York, Purchase*
Michael A. Kruge, *Montdair State University*
Steven Lee, *Jet Propulsion Laboratory*
Michael B. Leite, *Chadron State College*
Beth Lincoln, *Albion College*
Ryan Mathur, *Juniata College*
Stanley A. Mertzman, *Franklin & Marshall College*
James G. Mills, Jr., *DePauw University*
Sadredin C. Moosavi, *Tulane University*
Gregory Mountain, *Rutgers University*
Otto H. Muller, *Alfred University*
M. Susan Nagel, *University of Connecticut*
Heidi Natel, *U.S. Military Academy, West Point*
Jeffrey A. Nunn, *Louisiana State University*
Debajyoti Paul, *University of Texas, San Antonio*
John Platt, *University of Southern California*
Wayne Pryor, *Central Arizona College*
Marilyn Velinsky Rands, *Lawrence Technological University*
Jason A. Rech, *Miami University*
Randye L. Rutberg, *Hunter College*
Anne Marie Ryan, *Dalhousie University*
Jane Selverstone, *University of New Mexico*
Steven C. Semken, *Arizona State University*
Eric Small, *University of Colorado,*
Boulder Neptune Srimal, *Florida International University*
Alexander K. Stewart, *St. Lawrence University*
Michael A. Stewart, *University of Illinois*
Gina Seegers Szablewski, *University of Wisconsin, Milwaukee*
Leif Tapanila, *Idaho State University*
Mike Tice, *Texas A&M University*

Também estamos em débito com os seguintes educadores, que ajudaram a dar forma às edições anteriores do *Para entender a Terra*:

Wayne M. Ahr, *Texas A&M University*
Gary Allen, *University of New Orleans*
Jeffrey M. Amato, *New Mexico State University*
N. L. Archbold, *Western Illinois University*
Allen Archer, *Kansas State University*
Richard J. Arculus, *University of Michigan, Ann Arbor*
Philip M. Astwood, *University of South Carolina*
R. Scott Babcock, *Western Washington University*
Evelyn J. Baldwin, *LI Camino Community College*
Kathryn A. Baldwin, *Washington State University*
Suzanne L. Baldwin, *Syracuse University*
Charly Bank, *Colorado College*
Charles W. Barnes, *Northern Arizona University*

Carrie E. S. Bartek, *University of North Carolina, Chapel Hill*
John M. Bartley, *University of Utah*
Lukas P. Baumgartner, *University of Wisconsin, Madison*
Richard J. Behl, *California State University, Long Beach*
Ray Beiersdorfer, *Youngstown State University*
Larry Benninger, *University of North Carolina, Chapel Hill*
Elisa Bergslien, *State University of New York, Buffalo*
Kathe Bertine, *San Diego State University*
David M. Best, *Northern Arizona University*
Roger Bilham, *University of Colorado*
Dennis K. Bird, *Stanford University*
Stuart Birnbaum, *University of Texas, San Antonio*
David L. S. Blackwell, *University of Oregon*
Arthur L. Bloom, *Cornell University*
Phillip D. Boger, *State University of New York, Geneseo*
Stephen K. Boss, *University of Arkansas*
Michael D. Bradley, *Eastern Michigan University*
David S. Brembaugh, *Northern Arizona University*
Robert L. Brenner, *University of Iowa*
Edward Buchwald, *Carleton College*
David Bucke, *University of Vermont*
Robert Burger, *Smith College*
Timothy Byrne, *University of Connecticut*
J. Allan Cain, *University of Rhode Island*
F. W. Cambray, *Michigan State University*
Ernest H. Carlson, *Kent State University*
Max F. Carman, *University of Houston*
James R. Carr, *University of Nevada*
L. Lynn Chyi, *University of Akron*
Allen Cichanski, *Eastern Michigan University*
George R. Clark, *Kansas State University*
G. S. Clark, *University of Manitoba*
Mitchell Colgan, *College of Charleston*
Roger W. Cooper, *Lamar University*
Spencer Cotkin, *University of Illinois*
Peter Dahl, *Kent State University*
Jon Davidson, *University of California, Los Angeles*
Larry E. Davis, *Washington State University*
Craig Dietsch, *University of Cincinnati*
Yildirim Dilek, *Miami University*
Bruce J. Douglas, *Indiana University*
Grenville Draper, *Florida International University*
Carl N. Drummond, *Indiana University/ Purdue University, Fort Wayne*
William M. Dunne, *University of Tennessee, Knoxville*
R. Lawrence Edwards, *University of Minnesota*
C. Patrick Ervin, *Northern Illinois University*
Eric Essene, *University of Michigan*
Stanley Fagerlin, *Southwest Missouri State University*
Pow-foong Fan, *University of Hawaii*
Jack D. Farmer, *University of California, Los Angeles*
Mark D. Feigenson, *Rutgers University*
Stanley C. Finney, *California State University, Long Beach*
Charlie Pitts, *University of Southern Maine*
Tim Flood, *Saint Norbert College*
Richard M. Fluegeman, *Jr., Ball State University*
Michael F. Folio, *Colby College*
Richard L. Ford, *Weaver State University*
Nels F. Forsman, *University of North Dakota*
Charles Frank, *Southern Illinois University*
William J. Frazier, *Columbus College*
Robert B. Furlong, *Wayne State University*
Sharon L. Gabel, *State University of New York, Oswego*
Steve Gao, *Kansas State University*
Alexander E. Gates, *Rutgers University*
Dennis Geist, *University of Idaho*
Katherine A. Giles, *New Mexico State University*
Gary H. Girty, *San Diego State University*
Michelle Goman, *Rutgers University*
William D. Gosnold, *University of North Dakota*
Richard H. Grant, *University of New Brunswick*
Julian W. Green, *University of South Carolina, Spartanburg*
Jeffrey K. Greenberg, *Wheaton College*
Bryan Gregor, *Wright State University*
G. C. Grender, *Virginia Polytechnic Institute and State University*
David H. Griffing, *University of North Carolina*
Mickey E. Gunter, *University of Idaho*
David A. Gust, *University of New Hampshire*
Kermit M. Gustafson, *Fresno City College*
Bryce M. Hands, *Syracuse University*
Ronald A. Harris, *West Virginia University*
Douglas W. Haywick, *University of Southern Alabama*
Michael Heaney III, *Texas A&M University*
Richard Heimlich, *Kent State University*
Tom Henyey, *University of Southern California*
Eric Hetherington, *University of Minnesota*
Scott P. Hippensteel, *University of North Carolina at Charlotte*
J. Hatten Howard III, *University of Georgia*
Herbert J. Hudgens, *Tarrant County Junior College*
Warren D. Huff, *University of Cincinnati*
Ian Hutcheon, *University of Calgary*
Alisa Hylton, *Central Piedmont Community College*
Mohammad Z. Igbal, *University of Northern Iowa*
Linda C. Ivany, *Syracuse University*
Neil Johnson, *Appalachian State University*
Thomas J. Kalakay, *Rocky Mountain College*
Ruth Kalamarides, *Northern Illinois University*
Haraldur R. Karlsson, *Texas Tech University*
Frank R. Karner, *University of North Dakota*
Alan Jay Kaufman, *University of Maryland*
Phillip Kehler, *University of Arkansas, Little Rock*
James Kellogg, *University of South Carolina, Columbia*
David T. King, Jr., *Auburn University*
Cornelius Klein, *Harvard University*
Andrew H. Knoll, *Harvard University*
Jeffrey R. Knott, *California State University, Fullerton*
Peter L. Kresan, *University of Arizona*
Albert M. Kudo, *University of New Mexico*
Richard Law, *Virginia Polytechnic Institute and State University*
Robert Lawrence, *Oregon State University*
Don Layton, *Cerritos College*
Peter Leavens, *University of Delaware*
Patricia D. Lee, *University of Hawaii,*
Manoa Barbara Leitner, *University of Montevallo*
Laurie A. Leshin, *Arizona State University*
Kelly Liu, *Kansas State University*
John D. Longshore, *Humboldt State University*
Stephen J. Mackwell, *Pennsylvania State University*
J. Brian Mahoney, *University of Wisconsin, Eau Claire*
Erwin Mantei, *Southwest Missouri State University*
Bart S. Martin, *Ohio Wesleyan University*
Gale Martin, *Community College of Southern Nevada*
Peter Martini, *University of Guelph*
G. David Mattison, *Butte College*
Florentin Maurrassee, *Florida International University*
George Maxey, *University of North Texas*
Joe Meert, *Indiana State University*
Lawrence D. Meinert, *Washington State University, Pullman*
Robert D. Merrill, *California State University, Fresno*
Jonathan S. Miller, *University of North Carolina*
James G. Mills, Jr., *DePauw University*
Kula C. Misra, *University of Tennessee, Knoxville*
Roger D. Morton, *University of Alberta*
Peter D. Muller, *State University of New York, Oneonta*
Henry Mullins, *Syracuse University*
John E. Mylroie, *Mississippi State University*
J. Nadeau, *Rider University Stephen*
A. Nelson, *Tulane University*
Andrew Nyblade, *Pennsylvania State University*
Peggy A. O'Day, *Arizona State University*
Kieran O'Hara, *University of Kentucky*
Sakiko N. Olsen, *Johns Hopkins University*
William C. Parker, *Florida State University*
Simon M. Peacock, *Arizona State University*

E. Kirsten Peters, *Washington State University, Pullman*
Philip Piccoli, *University of Maryland*
Donald R. Prothero, *Occidental College*
Terrence M. Quinn, *University of South Florida*
C. Nicholas Raphael, *Eastern Michigan University*
Loren A. Raymond, *Appalachian State University*
Leslie Reid, *University of Calgary*
J. H. Reynolds, *West Carolina University*
Mary Jo Richardson, *Texas A&M University*
Robert W. Ridkey, *University of Maryland*
James Roche, *Louisiana State University*
Gary D. Rosenberg, *Indiana University/ Purdue University, Indianapolis*
William F. Ruddiman, *University of Virginia*
Malcolm Rutherford, *University of Maryland*
William E. Sanford, *Colorado State University*
Charles K. Schamberger, *Millersville University*
James Schmitt, *Montana State University*
Fred Schwab, *Washington and Lee University*
Donald P. Schwert, *North Dakota State University*
Jane Selverstone, *University of New Mexico*
Steven C. Semken, *Navajo Community College*
D. W. Shakel, *Pima Community College*
Thomas Sharp, *Arizona State University*
Charles R. Singler, *Youngstown State University*
David B. Slavsky, *Loyola University of Chicago*
Eric Small, *University of Colorado, Boulder*
Douglas L. Smith, *University of Florida*
Richard Smosma, *West Virginia University*
Donald K. Sprowl, *University of Kansas*
Steven M. Stanley, *Johns Hopkins University*
Don Steeples, *University of Kansas*
Randolph P. Steinen, *University of Connecticut*
Dorothy L. Stout, *Cypress College*
Sam Swanson, *University of Georgia, Athens*
Bryan Tapp, *University of Tulsa*
John F. Taylor, *Indiana University of Pennsylvania*
Kenneth J. Terrell, *Georgia State University*
Thomas M. Tharps, *Purdue University*
Nicholas H. Tibbs, *Southeast Missouri State University*
JodyTinsley, *Clemson University*
Herbert Tischler, *University of New Hampshire*
Jan Tullis, *Brown University*
James A. Tyburczy, *Arizona State University*
Kenneth J. Van Dellen, *Macomb Community College*
Michael A. Velbel, *Michigan State University*
John Waldron, *University of Alberta*
J. M. Wampler, *Georgia Institute of Technology*
Donna Whitney, *University of Minnesota*
Elisabeth Widom, *Miami University, Oxford*
Rick Williams, *University of Tennessee*
Lorraine W. Wolf, *Auburn University*

Além dessas, outras pessoas trabalharam conosco diretamente na escrita e no preparo do manuscrito para a publicação. Os editores da W. H. Freeman and Company sempre estiveram ao nosso lado: Randi Rossignol e Anthony Palmiotto. Mary Louise Byrd supervisionou o processo desde o manuscrito final até a impressão do texto. Norma Sims Roche foi nossa copidesque e contribuiu de várias formas às melhorias nesta edição. Amy Thorne e Brittany Murphy coordenaram os suplementos de mídia. Marsha Cohen fez a programação do texto, e Ted Szczepanski editou e obteve muitas fotografias bonitas. Agradecemos, ainda, a Diana Blume, nossa diretora de arte; Sheridan Sellers, nossa compositora e programadora visual; Julia DeRosa, nossa diretora de produção; e Bill Page, nosso coordenador de ilustração. Somos gratos a Jake Armour, da University of North Carolina, Charlotte, que trabalhou conosco para criar a nova seção Projetos no Google Earth, uma adição importante à sexta edição. Nossos agradecimentos sinceros à Emily Cooper, que criou novas e belas ilustrações para esta edição. Além de ser uma artista de muito talento, é um prazer trabalhar com a Emily.

# Sumário Resumido


*Capítulo 1* O Sistema Terra 1

*Capítulo 2* Tectônica de Placas: A Teoria Unificadora 25

*Capítulo 3* Materiais da Terra: Minerais e Rochas 57

*Capítulo 4* Rochas Ígneas: Sólidos que se Formaram de Líquidos 93

*Capítulo 5* Sedimentação: Rochas Formadas por Processos de Superfície 119

*Capítulo 6* Metamorfismo: Alteração das Rochas por Temperatura e Pressão 153

*Capítulo 7* Deformação: A Modificação de Rochas por Dobramento e Falhamento 175

*Capítulo 8* Relógios nas Rochas: Datando o Registro Geológico 199

*Capítulo 9* História Primordial dos Planetas Terrestres 223

*Capítulo 10* A História dos Continentes 255

*Capítulo 11* Geobiologia: A Vida Interage com a Terra 285

*Capítulo 12* Vulcanismo 317

*Capítulo 13* Os Terremotos 351

*Capítulo 14* Explorando o Interior da Terra 385

*Capítulo 15* O Sistema do Clima 411

*Capítulo 16* Intemperismo, Erosão e Dispersão de Massa: Interações entre os Sistemas do Clima e da Tectônica de Placas 439

*Capítulo 17* O Ciclo Hidrológico e a Água Subterrânea 475

*Capítulo 18* Transporte Fluvial: das Montanhas aos Oceanos 505

*Capítulo 19* Ventos e Desertos 537

*Capítulo 20* Costas e Bacias Oceânicas 561

*Capítulo 21* Geleiras: O Trabalho do Gelo 597

*Capítulo 22* A Evolução das Paisagens 629

*Capítulo 23* O Impacto Humano no Ambiente da Terra 653

# Sumário

Capítulo 1

**O Sistema Terra 1**

O método científico 2
A Geologia como ciência 3
Forma e superfície da Terra 7

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*Qual é o tamanho de nosso planeta? 8*

Descascando a cebola: a descoberta de uma Terra em camadas 9
A densidade da Terra 10
O manto e o núcleo 10
A crosta 11
O núcleo interno 12
A composição química das principais camadas da Terra 13
A Terra como um sistema de componentes interativos 13
O sistema do clima 15
O sistema das placas tectônicas 15
O geodínamo 16
Um panorama do tempo geológico 17
A origem da Terra e de seus geossistemas globais 18
A evolução da vida 18

Capítulo 2

**Tectônica de Placas: A Teoria Unificadora 25**

A descoberta da tectônica de placas 26
A deriva continental 26
Expansão do assoalho oceânico 27
A grande síntese: 1963-1968 29
As placas e seus limites 29
Limites divergentes 34
Limites convergentes 35
Limites de falhas transformantes 36
Combinações de limites de placas 36
Velocidade das placas e história dos movimentos 37
O assoalho oceânico como um gravador magnético 37
Perfuração de mar profundo 40
Medidas do movimento da placa pela Geodésia 41
A grande reconstrução 42
Isócronas do assoalho oceânico 42
Reconstruindo a história dos movimentos das placas 42

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*O que aconteceu na Baixa Califórnia? Como os geólogos reconstroem os movimentos das placas 43*

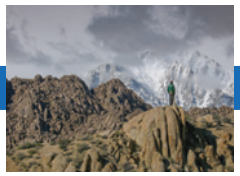
A fragmentação da Pangeia 45
A aglutinação da Pangeia pela deriva continental 45
Implicações da grande reconstrução 48
Convecção do manto: o mecanismo motor da tectônica de placas 48
Onde se originam as forças que movem as placas? 48
Em qual profundidade ocorre a reciclagem das placas? 49
Qual é a natureza das correntes de convecção ascendentes? 50
A teoria da tectônica de placas e o método científico 51

Capítulo 3

**Materiais da Terra: Minerais e Rochas 57**

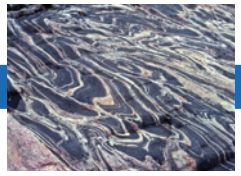
O que é um mineral? 58
A estrutura da matéria 59
A estrutura dos átomos 59
Número atômico e massa atômica 59
Reações químicas 60
Ligações químicas 60
A formação dos minerais 61
A estrutura atômica dos minerais 61
A cristalização de minerais 62
Como se formam os minerais? 63
Classes de minerais formadores de rochas 65
Silicatos 65
Carbonatos 67
Óxidos 67
Sulfetos 68
Sulfatos 68
Propriedades físicas dos minerais 69
Dureza 69
Clivagem 70
Fratura 72
Brilho 72
Cor 72
Densidade 73
Hábito cristalino 74
O que é uma rocha? 74
Propriedades das rochas 74
Rochas ígneas 76

Rochas sedimentares 76
Rochas metamórficas 78
O ciclo das rochas: interação dos sistemas da tectônica de placas e do clima 79
Concentrações de recursos minerais valiosos 81
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*A mineração vale a pena? 82*
Os depósitos hidrotermais 84
Depósitos ígneos 86
Depósitos minerais sedimentares 87



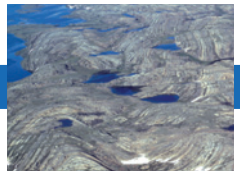
Capítulo 4
**Rochas Ígneas: Sólidos que se Formaram de Líquidos 93**
Em que uma rocha ígnea difere de outras? 94
Textura 94
Composição química e mineralógica 97
Como se formam os magmas? 99
Como as rochas se fundem? 99
A formação das câmaras magmáticas 101
Onde se formam os magmas? 101
A diferenciação magmática 102
Cristalização fracionada: observações de laboratório e de campo 102
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Como os minérios metálicos valiosos se formam? Diferenciação magmática por meio de deposição de cristais 103*
Granito e basalto: complexidades de diferenciação magmática 105
As formas das intrusões magmáticas 105
Plútons 106
Soleiras e diques 107
Veios 109
Os processos ígneos e a tectônica de placas 109
Os centros de expansão como fábricas de magma 111
Zonas de subducção como fábricas de magma 113
Plumas do manto como fábricas de magma 115

Capítulo 5
**Sedimentação: Rochas Formadas por Processos de Superfície 119**
Os processos superficiais do ciclo das rochas 120
Intemperismo e erosão: a fonte de sedimentos 121
Transporte e deposição: a viagem de descida até as bacias sedimentares 123
Oceanos como tanques de mistura química 125
Bacias sedimentares: os recipientes dos sedimentos 126
Bacias rifte e bacias de subsidência térmica 126
Bacias flexurais 128
Ambientes de sedimentação 128
Ambientes continentais 128
Ambientes costeiros 128
Ambientes marinhos 130
Ambientes de sedimentação siliciclásticos *versus* químicos e biológicos 130
Estruturas sedimentares 131
Estratificação cruzada 131
Estratificação gradacional 132
Marcas onduladas 132
Estruturas de bioturbação 132
Ciclos sedimentares ou sucessões de camadas 132
Soterramento e diagênese: do sedimento à rocha 134
Soterramento 134
Diagênese 134
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Folhelhos ricos em matéria orgânica: onde procuramos petróleo e gás? 136*
Classificação dos sedimentos siliciclásticos e das rochas sedimentares 137
Siliciclásticos de grão grosso: cascalho e conglomerado 138
Siliciclásticos de grão médio: areia e arenito 138
Siliciclásticos de grão fino 139
Classificação dos sedimentos químicos e biológicos e das rochas sedimentares 140
Rochas e sedimentos carbonáticos 140
Rochas e sedimentos evaporíticos: produtos da evaporação 142
JORNAL DA TERRA
*5.1 Os recifes de corais e atóis de Darwin 144*
Outros sedimentos químicos e biológicos 145



Capítulo 6
**Metamorfismo: Alteração das Rochas por Temperatura e Pressão 153**
Causas do metamorfismo 154
O papel da temperatura 154
O papel da pressão 155
O papel dos fluidos 156
Tipos de metamorfismo 157
Metamorfismo regional 157
O metamorfismo de contato 158

O metamorfismo de assoalho oceânico 158
Outros tipos de metamorfismo 158
Texturas metamórficas 159
Foliação e clivagem 159
Rochas foliadas 159
Rochas granoblásticas 161
Porfiroblastos 162
Metamorfismo regional e grau metamórfico 163
Isógradas minerais: mapeando zonas de transição 163
Grau metamórfico e composição do protólito 164
Fácies metamórficas 164
Tectônica de placas e metamorfismo 166
Trajetórias de pressão e temperatura do metamorfismo 167
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Como é feita a leitura da história geológica em cristais? 168*
Convergência continente-oceano 169
Colisão continente-continente 170
Exumação: o elo entre a tectônica de placas e os geossistemas do clima 170



## Capítulo 7

## Deformação: A Modificação de Rochas por Dobramento e Falhamento 175

Forças da tectônica de placas 176
Mapeamento de estruturas geológicas 176
Medindo a direção e o mergulho 177
Mapas geológicos 178
Seções geológicas transversais 179
Como as rochas são deformadas 180
Fragilidade e ductibilidade de rochas no laboratório 180
Fragilidade e ductibilidade de rochas na crosta terrestre 180
Estruturas básicas de deformação 181
Falhas 181
Dobras 183
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Como usamos mapas geológicos para encontrar petróleo? 184*
Estruturas circulares 186
Juntas 188
As texturas da deformação 189
Estilos de deformação continental 190
Tectônica extensional 190
Tectônica compressiva 192
Tectônica de cisalhamento 192
Revelando a história geológica 193

## Capítulo 8

## Relógios nas Rochas: Datando o Registro Geológico 199

Reconstrução da história geológica usando o registro estratigráfico 200
Princípios da estratigrafia 201
Os fósseis como marcadores do tempo geológico 202
Discordâncias: lacunas no registro geológico 204
Relações de seccionamento 205
A escala do tempo geológico: idades relativas 206
Intervalos de tempo geológico 206
Limites de intervalos marcam extinções em massa 206
JORNAL DA TERRA
*8.1 Estratigrafia do Planalto do Colorado: um exercício de datação relativa 208*
Medição do tempo absoluto com relógios isotópicos 210
Descoberta da radioatividade 211
Isótopos radioativos: os relógios das rochas 211
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Como os isótopos nos informam sobre as idades dos materiais terrestres? 212*
Métodos de datação isotópica 214
A escala do tempo geológico: idades absolutas 214
Éons: os maiores intervalos do tempo geológico 214
Perspectivas sobre o tempo geológico 215
Avanços recentes na datação do sistema Terra 216
Estratigrafia de sequências 216
Estratigrafia química 217
Estratigrafia paleomagnética 218
Datando o sistema do clima 218

## Capítulo 9

## História Primordial dos Planetas Terrestres 223

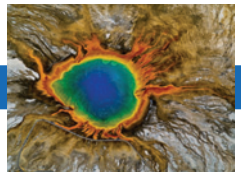
A origem do sistema solar 224
A hipótese da nebulosa 224
A formação do Sol 225
A formação dos planetas 225
Corpos pequenos do sistema solar 227
A Terra primitiva: formação de um planeta em camadas 227
Aquecimento e fusão da Terra primordial 227
Diferenciação do núcleo, manto e crosta da Terra 228
A formação dos oceanos e da atmosfera da Terra 229

A diversidade de planetas 230
O que há em uma face? A idade e a compleição das superfícies planetárias 232
O homem na Lua: uma escala de tempo planetária 232
Mercúrio: o planeta antigo 234
Vênus: o planeta vulcânico 235
Marte: o planeta vermelho 237
Terra: não há lugar como a nossa casa 238
Marte é incrível! 239
Missões para Marte: sobrevoos, orbitadoras, aterrissadoras e sondas 240
Veículos de exploração de Marte: *Spirit* e *Opportunity* 242
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Como se aterrissa uma espaçonave em Marte? Sete minutos de terror 243*
Missões recentes: Mars Reconnaissance Orbiter (2006-) e Phoenix (maio-novembro de 2008) 245
Descobertas recentes: a evolução ambiental de Marte 246
Explorando o sistema solar e além 247
Missões espaciais 248
A missão Cassini-Huygens a Saturno 248
Outros sistemas solares 249

Capítulo 10

## A História dos Continentes 255

A estrutura da América do Norte 256
O interior estável 257
O cinturão de dobramentos dos Apalaches 258
A planície costeira e a plataforma continental 259
A Cordilheira da América do Norte 260
Províncias tectônicas ao redor do mundo 262
Tipos de províncias tectônicas 262
Idades tectônicas 264
Um quebra-cabeça global 264
Como os continentes crescem 264
A adição magmática 265
Acreção 265
Como os continentes são modificados 266
Orogenia: a modificação por colisão de placas 267
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Com que velocidade as montanhas do Himalaia estão soerguendo-se e com que rapidez estão erodindo? 272*
O Ciclo de Wilson 275
Epirogenia: a modificação por movimentos verticais 276
A origem dos crátons 276
A estrutura profunda dos continentes 278
As quilhas cratônicas 278
Composição das quilhas 280
A idade das quilhas 281



Capítulo 11

## Geobiologia: A Vida Interage com a Terra 285

A biosfera como sistema 286
Ecossistemas 286
Entradas: do que a vida é feita 287
Processos e saídas: como os organismos vivem e crescem 289
Ciclos biogeoquímicos 290
Microrganismos: os químicos minúsculos da natureza 290
Abundância e diversidade de microrganismos 291
Extremófilos: microrganismos que vivem no extremo 292
JORNAL DA TERRA
*11.1 Sulfetos minerais reagem para formar águas ácidas na Terra e em Marte 294*
Interações entre microrganismos e minerais 294
Microrganismos e ciclos biogeoquímicos 296
Eventos geobiológicos na história da Terra 299
Origem da vida e os fósseis mais antigos 299
Origem da atmosfera oxigenada da Terra 302
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Como os geobiólogos encontram evidências de vida primitiva em rochas? 303*
Irradiações evolutivas e extinções em massa 304
Irradiação da vida: a explosão cambriana 305
Cauda diabólica: a morte dos dinossauros 307
Desastre do aquecimento global: a extinção em massa do Paleoceno-Eoceno 309
A mãe de todas as extinções em massa: de quem é a culpa? 310
Astrobiologia: a busca de vida extraterrestre 311
Zonas habitáveis em torno das estrelas 311
Ambientes habitáveis em Marte 312

Capítulo 12

## Vulcanismo 317

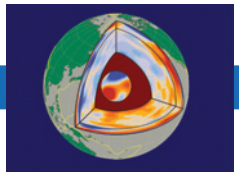
Os vulcões como geossistemas 318
Lavas e outros depósitos vulcânicos 319
Tipos de lava 319
Texturas das rochas vulcânicas 322
Depósitos piroclásticos 323

Os estilos de erupção e as formas de relevo vulcânico 325
Erupções com conduto central 325
Erupções fissurais 329
Interações entre vulcões e outros geossistemas 329
O vulcanismo e a hidrosfera 330
O vulcanismo e a atmosfera 332
O padrão global do vulcanismo 332
O vulcanismo nos centros de expansão 333
Vulcanismo em zonas de subducção 333
Vulcanismo intraplaca: a hipótese da pluma mantélica 334
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Os traps siberianos são prova irrefutável da extinção em massa? 337*
O vulcanismo e a atividade humana 339
Riscos vulcânicos 339
Reduzindo os riscos de vulcões perigosos 341
JORNAL DA TERRA
*12.1 O Monte Santa Helena: perigoso, mas previsível 342*
Os recursos naturais dos vulcões 343

## Capítulo 13

## Os Terremotos 351

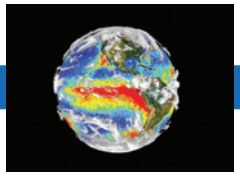
O que é um terremoto? 352
A teoria do rebote elástico 352
A ruptura das falhas durante os terremotos 354
Abalos precursores e abalos secundários 356
Como estudamos os terremotos? 357
Os sismógrafos 357
As ondas sísmicas 359
Como localizar o epicentro 359
Como medir o tamanho de um terremoto 360
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*Os terremotos podem ser controlados? 362*
A determinação dos mecanismos de falhamento 365
Medidas por GPS e terremotos "silenciosos" 366
Terremotos e padrões de falhamentos 366
O grande panorama: terremotos e tectônica de placas 366
Sistemas regionais de falhas 369
Danos e riscos dos terremotos 369
Como os terremotos causam danos 370
JORNAL DA TERRA
*13.1 O grande terremoto do Alasca 372*
A redução de riscos em terremotos 373
JORNAL DA TERRA
*13.2 Sete passos para a segurança contra terremotos 376*
JORNAL DA TERRA
*13.3 O tsunâmi de 2004 no Oceano Índico 378*
Os terremotos podem ser previstos? 379
Previsão a longo prazo 379
Previsão a curto prazo 380
Previsão a médio prazo 380



## Capítulo 14

## Explorando o Interior da Terra 385

Explorando o interior da Terra com ondas sísmicas 386
Os tipos básicos de ondas 386
O caminho das ondas sísmicas na Terra 386
Exploração sísmica de camadas próximas à superfície 388
As camadas e a composição do interior da Terra 389
A crosta 390
GEOLOGIA NA PRÁTICA
*O princípio da isostasia: por que os oceanos são profundos e as montanhas são elevadas? 390*
O manto 392
O limite núcleo-manto 393
O núcleo 393
A temperatura interna da Terra 394
O fluxo de calor através do interior da Terra 394
As temperaturas no interior da Terra 395
Visualizando a estrutura tridimensional da Terra 396
JORNAL DA TERRA
*14.1 Recuperação isostática glacial: o experimento da natureza com a isostasia 397*
A tomografia sísmica 398
O campo gravitacional da Terra 398
O campo magnético terrestre e o geodínamo 398
JORNAL DA TERRA
*14.2 O geoide: a forma do planeta Terra 400*
O campo dipolar 400
A complexidade do campo magnético 401
Paleomagnetismo 405
O campo magnético e a biosfera 407



## Capítulo 15


### O Sistema do Clima 411

Componentes do sistema do clima 412
- A atmosfera 412
- A hidrosfera 413
- A criosfera 415
- A litosfera 415
- A biosfera 416

O efeito estufa 416
- Um planeta sem gases de efeito estufa 417
- A atmosfera-estufa da Terra 417
- Equilibrando o sistema por meio da retroalimentação 418
- Os modelos climáticos e suas limitações 419

A variabilidade climática 420
- Variações regionais de curta duração 420
- Variações globais de longa duração: as idades do gelo do Pleistoceno 421

JORNAL DA TERRA

*15.1 Sondagens no gelo da Antártida e da Groenlândia 423*

- Variações globais de longa duração: idades do gelo paleozoica e proterozoica 425
- Variações durante o ciclo glacial mais recente 425

O ciclo do carbono 426
- Os ciclos geoquímicos e como eles funcionam 426
- O balanço do carbono 429
- Perturbações humanas no ciclo do carbono 431

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*Onde está o carbono perdido? 432*

O aquecimento do século XX: a impressão digital da mudança global antropogênica 433

## Capítulo 16


### Intemperismo, Erosão e Dispersão de Massa: Interações entre os Sistemas do Clima e da Tectônica de Placas 439

Intemperismo, erosão, dispersão de massa e o ciclo das rochas 440

Controles do intemperismo 440
- As propriedades da rocha-matriz 440
- Clima: chuva e temperatura 441
- Presença ou ausência de solo 442
- Tempo de exposição 442

Intemperismo químico 442
- O papel da água no intemperismo do feldspato e de outros silicatos 442
- Dióxido de carbono, intemperismo e sistema do clima 443
- O papel do oxigênio: dos silicatos de ferro aos óxidos de ferro 445
- Estabilidade química 446

Intemperismo físico 447
- O que determina o modo como as rochas se fragmentam? 447
- Interações entre o intemperismo físico e a erosão 448

Solos: o resíduo do intemperismo 450
- Solos como geossistemas 450
- Paleossolos: investigando o clima antigo a partir do solo 452

Dispersão de massa 452
- Materiais da encosta 454
- Conteúdo de água 456
- Declividade das encostas 456

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*O que torna uma encosta instável demais para a construção? 457*

- Desencadeamento de movimentos de massa 458

Classificação dos movimentos de massa 459
- Movimentos de massas de rochas 461
- Movimentos de massa de material inconsolidado 462

Para entender a origem dos movimentos de massa 465
- Causas naturais de movimentos de massa 466
- Atividades humanas que promovem ou desencadeiam movimentos de massa 468

## Capítulo 17


### O Ciclo Hidrológico e a Água Subterrânea 475

O ciclo geológico da água 476
- Os fluxos e os reservatórios 476
- Qual é a quantidade de água existente na Terra? 476
- O ciclo hidrológico 476
- Quanta água está disponível para o uso? 478

A hidrologia e o clima 478
- Umidade, chuva e paisagem 478
- Secas 479

PLANO DE AÇÃO PARA A TERRA

*17.1 A água é um bem precioso: quem tem acesso a ela? 480*

- A hidrologia do escoamento superficial 481

A hidrologia da água subterrânea 483
- Porosidade e permeabilidade 483
- A superfície freática 485

Os aquíferos 486
Balanço de recarga e descarga 488
A velocidade do fluxo da água subterrânea 490

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*Quanta água nosso poço consegue produzir? 491*

Recursos e gestão da água subterrânea 492

PLANO DE AÇÃO PARA A TERRA

*17.2 O aquífero Ogallala: um recurso de água subterrânea ameaçado 493*

A erosão pela água subterrânea 493

A qualidade da água 495
A contaminação da água potável 495
Revertendo a contaminação 497
Pode-se beber a água subterrânea? 497

A água nas profundezas da crosta 498
Águas hidrotermais 498
Microrganismos antigos em aquíferos profundos 501

## Capítulo 18

## Transporte Fluvial: das Montanhas aos Oceanos 505

A forma dos rios 506
Vales fluviais 506
Padrões de canais 506
A planície de inundação fluvial 508

JORNAL DA TERRA

*18.1 O desenvolvimento das cidades nas planícies de inundação 510*

Bacias hidrográficas 510
As redes de drenagem 511
Os padrões de drenagem e a história geológica 512

Onde os canais começam? Como a água corrente causa a erosão do solo e das rochas 512
Abrasão 514
Intemperismo químico e físico 514
A ação de escavação das quedas d'água 514

Como as correntes fluem e transportam sedimentos 514
Erosão e transporte de sedimentos 516
Formas de leito: dunas e marcas onduladas 518

Deltas: as desembocaduras dos rios 519
A sedimentação deltaica 519
O crescimento dos deltas 519
Efeitos humanos sobre os deltas 521
Os efeitos das ondas, das marés e dos processos da tectônica de placas 521

Os rios como geossistemas 522
Vazão 524
As inundações 524

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*Podemos remar hoje? Usando dados de medição de fluxo de corrente de rios para planejar um passeio de barco seguro e agradável 525*

Perfis longitudinais 527
Lagos 530

## Capítulo 19

## Ventos e Desertos 537

Padrões de vento globais 538

O vento como agente de transporte 539
A intensidade do vento 539
O tamanho da partícula 539
Condições de superfície 540
Os materiais carregados pelo vento 540

JORNAL DA TERRA

*19.1 Tempestades de poeira e redemoinhos em Marte 541*

O vento como agente de erosão 542
A abrasão pela areia 542
Deflação 542

O vento como agente de deposição 543
Onde se formam as dunas 543
Como as dunas arenosas se formam e migram 544
Os tipos de duna 546
Depósitos de poeira e loess 546

O ambiente desértico 547
Onde estão localizados os desertos? 549

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*É possível prever a extensão da desertificação? 551*

Intemperismo e erosão desérticos 552
Sedimentos e sedimentação em desertos 553
A paisagem desértica 554

## Capítulo 20

## Costas e Bacias Oceânicas 561

Como as bacias oceânicas se diferenciam dos continentes 562

Os processos costeiros 562
Movimento das ondas: a chave para a dinâmica da linha praial 563
A zona de surfe 564
Refração de ondas 565

As marés 566
Furacões e ressacas costeiras 567

PLANO DE AÇÃO PARA A TERRA

*20.1 A grande inundação de Nova Orleans 572*

A modelagem das linhas de costa 572
As praias 573

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*A restauração de praias funciona? 577*

Erosão e deposição nas linhas praiais 578
Efeitos da mudança do nível do mar 580

As margens continentais 581
A plataforma continental 581
O talude e a elevação continentais 582
Cânions submarinos 583

O relevo do assoalho oceânico profundo 583
Amostrando o assoalho oceânico a partir de navios de superfície 583
Cartografando o fundo oceânico por satélite 584
Seções transversais através de dois oceanos 585
Principais feições do assoalho oceânico profundo 587

A sedimentação oceânica 589
Sedimentação na plataforma continental 590
Sedimentação de mar profundo 590

Capítulo 21

**Geleiras: O Trabalho do Gelo 597**

O gelo é uma rocha 598
Geleiras de vale 598
Geleiras continentais 600

Como as geleiras se formam 601
Ingredientes básicos: frio congelante e muita neve 601
Crescimento da geleira: a acumulação 602
Retração glacial: ablação 602
Balanço de massa glacial: acumulação menos ablação 602

Como as geleiras se movem 603
Os mecanismos do fluxo glacial 604
Fluxo em geleiras de vale 604
A Antártida em movimento 606

JORNAL DA TERRA

*21.1 Isostasia e variação do nível do mar 608*

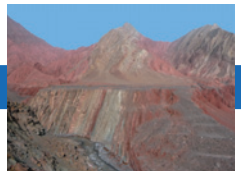
As paisagens glaciais 609
A erosão glacial e os acidentes geográficos erosivos 609
A sedimentação glacial e as formas de relevo sedimentares 611
Permafrost 616

Os ciclos glaciais e a mudança climática 618
A glaciação de Wisconsin 618
A glaciação e a mudança do nível do mar 619

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*Por que o nível do mar está subindo? 619*

O registro geológico das glaciações pleistocênicas 620
O registro geológico das glaciações antigas 621



Capítulo 22

**A Evolução das Paisagens 629**

Topografia, elevação e relevo 630

As formas de relevo: feições esculpidas por erosão e sedimentação 633
As montanhas e os morros 634
Os planaltos 634
Os vales fluviais 634

GEOLOGIA NA PRÁTICA

*Com que velocidade as correntes erodem o substrato rochoso? 638*

Relevos em cristas e vales estruturalmente controlados 639
Formas com controle estrutural 639

A paisagem é controlada pela interação dos geossistemas 639
Processos de retroalimentação entre clima e relevo 642
Processos de retroalimentação entre soerguimento e erosão 643

JORNAL DA TERRA

*22.1 Soerguimento e mudança climática: quem vem antes, o ovo ou a galinha? 645*

Os modelos de evolução da paisagem 645
O ciclo de Davis: o soerguimento é seguido pela erosão 647
O modelo de Penck: a erosão concorre com o soerguimento 647
O modelo de Hack: a erosão e o soerguimento atingem o equilíbrio 648

Capítulo 23

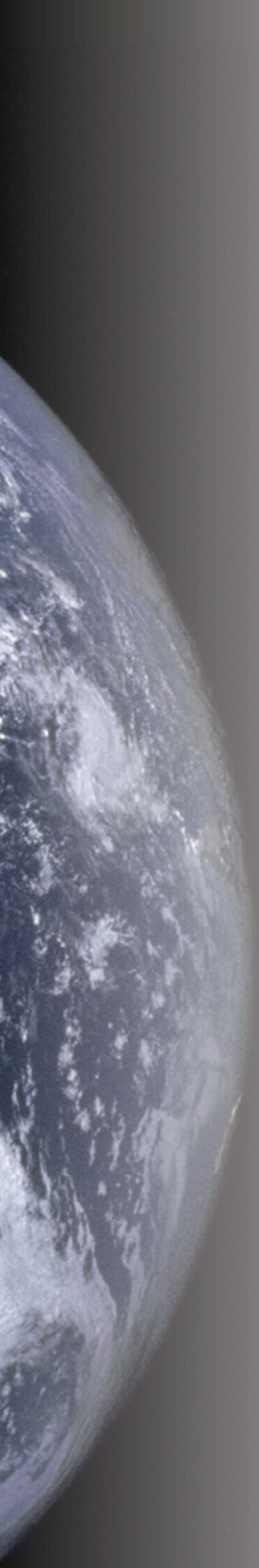
**O Impacto Humano no Ambiente da Terra 653**

A civilização como um geossistema global 654
Recursos naturais 655
Os recursos energéticos 655
Ascensão da economia do carbono 656
Consumo energético 657

Recursos energéticos para o futuro 658
O fluxo do carbono da produção energética 658
Os recursos de combustíveis fósseis 659
Como o petróleo e o gás se formam? 659
Onde encontramos petróleo e gás? 660
Distribuição de reservas de petróleo 661
Produção e consumo de petróleo 661
Quando ficaremos sem petróleo? 663
O petróleo e o meio ambiente 663
Gás natural 664
O carvão 664
Recursos de hidrocarboneto não convencionais 666
Recursos energéticos alternativos 667
Energia nuclear 667
JORNAL DA TERRA
*23.1 O repositório de lixo nuclear da Montanha Yucca 668*
Biocombustíveis 669
A energia solar 670
Energia hidrelétrica 671
Energia eólica 671
A energia geotérmica 672
Mudança global 672
Gases de efeito estufa e aquecimento global 673
Previsões de aquecimento global 674
Consequências do aquecimento global 674
Acidificação oceânica 677
Perda de biodiversidade 678
Engenharia e gestão do sistema Terra 679
Política energética 679
Uso de recursos energéticos alternativos 680
A engenharia do ciclo do carbono 680
Estabilização das emissões de carbono 681
Desenvolvimento sustentável 681

*Apêndice 1* Fatores de conversão 685
*Apêndice 2* Dados numéricos referentes à Terra 686
*Apêndice 3* Reações químicas 687
*Apêndice 4* Propriedades dos minerais mais comuns da crosta da Terra 689
*Apêndice 5* Geologia na Prática: respostas dos problemas extras 693

*Glossário* 695
*Leituras Sugeridas* 711
*Índice* 717



# 1

# O Sistema Terra

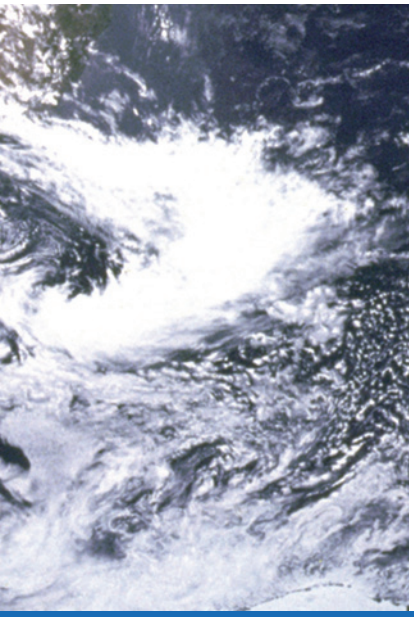

O método científico ■ 2
A Geologia como ciência ■ 3
Forma e superfície da Terra ■ 7
Descascando a cebola: a descoberta de uma Terra em camadas ■ 9
A Terra como um sistema de componentes interativos ■ 13
Um panorama do tempo geológico ■ 17


A Terra é um lugar único, a casa de milhões de organismos, incluindo nós mesmos. Nenhum outro local que já tenhamos descoberto tem o mesmo delicado equilíbrio de condições para manter a vida. A *Geologia* é a ciência que estuda a Terra: como nasceu, como evoluiu, como funciona e como podemos ajudar a preservar os hábitats que sustentam a vida. Os geólogos buscam respostas a muitas perguntas básicas. De que material o planeta é composto? Por que existem continentes e oceanos? Como o Himalaia, os Alpes e as Montanhas Rochosas chegam a tamanha altura? Por que algumas regiões estão sujeitas a terremotos e erupções vulcânicas, enquanto outras não estão? Como o ambiente da superfície terrestre, e a vida contida nele, evoluiu ao longo de bilhões de anos? Quais são as prováveis mudanças no futuro? Acreditamos que as respostas a essas perguntas sejam fascinantes. Bem-vindo à ciência da Geologia!

Neste livro, estruturamos os temas da Geologia em torno de três conceitos básicos, que vão aparecer em quase todos os capítulos, inclusive neste: (1) a Terra como sistema de componentes interativos; (2) a tectônica de placas como uma teoria unificadora da Geologia; e (3) as mudanças do sistema Terra ao longo do tempo geológico.

**Este capítulo oferecerá uma ampla visão de como os geólogos pensam. Ele começa com o método científico, ou seja, a abordagem objetiva do universo físico na qual toda investigação científica é baseada. Com este livro, você verá o método científico em ação à medida que descobrir como os geólogos obtêm e interpretam as informações sobre o nosso planeta. No primeiro capítulo, ilustraremos como o método científico vem sendo aplicado para descobrir algumas das características básicas da Terra – sua forma e camadas internas.**

Primeira imagem de toda a Terra, mostrando parcialmente os continentes Antártida e África, feita pelos astronautas da *Apollo 17* no dia 7 de dezembro de 1972. [NASA]



**Para explicar características que têm milhões e até bilhões de anos, os cientistas da Terra analisam o que está acontecendo hoje no planeta. Introduziremos o estudo de nosso complexo mundo natural como um sistema *terrestre* que envolve muitos componentes inter-relacionados. Alguns desses componentes, como a atmosfera e os oceanos, são claramente visíveis acima da superfície sólida da Terra; outros estão escondidos em regiões profundas de seu interior. Pela observação das maneiras como esses componentes interagem, os cientistas desenvolveram uma compreensão de como o sistema terrestre mudou ao longo do tempo geológico.**

**Também apresentaremos uma visão do tempo da perspectiva de um geólogo.** Você pode começar a pensar sobre o tempo de forma diferente à medida que passar a entender a extensão da história geológica. A Terra e os outros planetas em nosso sistema solar tiveram sua formação há aproximadamente 4,5 bilhões de anos. Antes de 3 bilhões de anos atrás, células vivas desenvolveram-se sobre a Terra, e a vida tem evoluído desde então. Ainda assim, nossa origem humana ocorreu há apenas alguns poucos milhões de anos – meros centésimos percentuais de toda a existência da Terra. As escalas que medem as vidas dos indivíduos em décadas e marcam períodos da História humana, escrita em centenas ou milhares de anos, são inadequadas para estudar a Terra.

## O método científico

O termo *Geologia* (das palavras gregas para "Terra" e "conhecimento") foi criado por filósofos cientistas há mais de 200 anos para descrever o estudo de formações rochosas e fósseis.[1] Por meio de observações e raciocínios criteriosos, seus sucessores desenvolveram as teorias da evolução biológica, da deriva continental e da tectônica de placas – tópicos importantes deste livro. Hoje em dia, **Geologia** identifica o ramo da ciência da Terra que estuda todos os aspectos do planeta: sua história, sua composição e estrutura interna e suas características de superfície.

O objetivo da Geologia – e de toda a Ciência – é explicar o universo físico. Os cientistas acreditam que os eventos físicos têm explicações físicas, mesmo quando estão além da nossa capacidade atual de entendimento. O **método científico**, que todo cientista adota, é um plano geral de pesquisa baseado em observações metodológicas e experimentos. O uso do método científico para fazer novas descobertas e confirmar aquelas antigas é o processo de *pesquisa científica* (**Figura 1.1**).

Quando os cientistas propõem uma *hipótese* – uma tentativa de explicação baseada em dados coletados por meio de observação e experimentação –, eles a submetem à comunidade científica para que seja criticada e repetidamente testada contra novos dados. Uma hipótese é suportada se explicar dados novos ou se prever o resultado de novos experimentos. Uma hipótese que é confirmada por outros cientistas obtém credibilidade.

Aqui estão quatro interessantes hipóteses científicas que encontraremos neste livro:

- A Terra tem bilhões de anos.
- O carvão é uma rocha formada a partir de plantas mortas.
- Os terremotos são causados pela ruptura de rochas ao longo de falhas geológicas.
- A queima de combustível fóssil causa o aquecimento global.

A primeira hipótese está de acordo com as idades de milhares de rochas antigas, medidas por técnicas laboratoriais precisas, e as próximas duas hipóteses já foram confirmadas por muitos observadores independentes. A quarta hipótese tem sido mais polêmica, embora existam tantos dados novos confirmando-a que a maioria dos cientistas agora a aceita como verdadeira (veja os Capítulos 15 e 23).

Um conjunto coerente de hipóteses que explica algum aspecto da natureza constitui uma *teoria*. Boas teorias recebem o suporte de um corpo significativo de dados e sobrevivem a repetidos desafios. Geralmente obedecem às *leis físicas*, princípios gerais sobre como o universo funciona que podem ser aplicados em quase todas as situações, como a lei da gravitação de Newton.

Algumas hipóteses e teorias foram testadas de forma tão completa que todos os cientistas as aceitam como verdadeiras, pelo menos com uma boa aproximação. Por exemplo, a teoria de que a Terra é quase esférica, que segue a lei da gravidade de Newton, é sustentada por tantas experiências e evidências diretas (pergunte a qualquer astronauta) que a consideramos um fato. Quanto mais tempo uma teoria resiste a todas as mudanças científicas, tanto mais confiável ela será considerada.

Ainda assim, as teorias nunca podem ser consideradas definitivamente comprovadas. A essência da Ciência é que nenhuma explicação, não importa se acreditada ou atraente, está fechada a questionamentos. Se evidências novas e convincentes indicam que uma teoria está errada, os cientistas podem descartá-la ou modificá-la para justificar os dados. Uma teoria, como uma hipótese, deve

**FIGURA 1.1** ■ A pesquisa científica é o processo de descoberta e confirmação por meio da observação do mundo real. Estas geólogas estão pesquisando amostras de solo próximo a um lago no Estado de Minnesota, Estados Unidos. [U.S. Geological Survey]

sempre ser testável; qualquer proposta sobre o universo que não possa ser avaliada pela observação do mundo natural não deve ser chamada de teoria científica.

Para cientistas que trabalham com pesquisa, as hipóteses mais interessantes geralmente são as mais polêmicas, e não aquelas mais aceitas. A hipótese de que a queima de combustível fóssil causa aquecimento global vem sendo objeto de muito debate. Como as previsões de longo prazo dessa hipótese são tão importantes, muitos estudiosos das Ciências Terrestres agora a estão testando de modo enérgico.

O conhecimento baseado em muitas hipóteses e teorias pode ser utilizado para criar um *modelo científico* – uma representação precisa de como um processo natural opera ou de como um sistema natural se comporta. Os cientistas combinam ideias relacionadas em um modelo para testar a consistência de seu conhecimento e para fazer previsões. À semelhança de uma boa hipótese ou teoria, um bom modelo faz previsões que concordam com as observações.

Um modelo científico costuma ser formulado em termos de programas computadorizados, que simulam o comportamento de sistemas naturais por meio de cálculos numéricos. A previsão de chuva ou sol mostrada na televisão esta noite vem de um modelo computacional do clima. Um computador pode ser programado para simular fenômenos geológicos grandes demais para replicar em laboratório ou que operam em períodos de tempo extensos demais para serem observados pelos humanos. Por exemplo, modelos usados para previsão do tempo foram ampliados para prever mudanças climáticas daqui a décadas.

Para encorajar a discussão de suas ideias, os cientistas as compartilham com seus colegas, juntamente com os dados em que elas se baseiam. Eles apresentam suas descobertas em encontros profissionais, publicam-nas em revistas especializadas e explicam-nas em conversas informais com seus pares. Os cientistas aprendem com os trabalhos dos outros e, também, com as descobertas feitas no passado. A maioria dos principais conceitos da Ciência, que surgem tanto a partir de um lampejo da imaginação como de uma análise cuidadosa, é fruto de incontáveis interações dessa natureza. Albert Einstein assim se referiu sobre esta questão: "Na Ciência (...) o trabalho científico do indivíduo está tão inseparavelmente conectado ao de seus antecessores e contemporâneos, que parece ser quase um produto impessoal de sua geração".

Pelo fato de esse livre intercâmbio intelectual poder estar sujeito a abusos, um código de ética foi desenvolvido entre os cientistas. Eles devem reconhecer as contribuições de todos os outros cientistas cujos trabalhos consultaram. Também não devem fabricar ou falsificar dados, utilizar o trabalho de terceiros sem fazer referências, ou, de outro modo, ser fraudulentos em seu trabalho. Devem, ainda, assumir a responsabilidade de instruir a próxima geração de pesquisadores e professores. Esses princípios são sustentados pelos valores básicos de cooperação científica. Bruce Alberts, o presidente da Academia Nacional de Ciência dos Estados Unidos, apropriadamente descreveu esses valores como sendo os de"honestidade, generosidade, respeito pelas evidências e abertura a todas as ideias e opiniões".

## A Geologia como ciência

Na mídia popular, os cientistas geralmente são descritos como pessoas que realizam experimentos com jalecos brancos. Esse estereótipo não é inadequado: muitos problemas científicos são melhor investigados no laboratório. Que forças mantêm os átomos juntos? Como os produtos químicos reagem entre si? Os vírus podem causar câncer? Os fenômenos que os cientistas observam para responder a essas perguntas são pequenos o bastante e ocorrem rápido o suficiente para estudo no ambiente controlado de laboratório.

**FIGURA 1.2** ■ A Geologia é basicamente uma ciência de campo. Aqui, Peter Gray solda uma das cinco estações de Sistema de Posicionamento Global (GPS) colocadas sobre os flancos do Monte Santa Helena. As estações irão monitorar a mudança na forma da superfície terrestre à medida que rochas derretidas ascendem por dentro do vulcão. [Lyn Topinka/USGS]

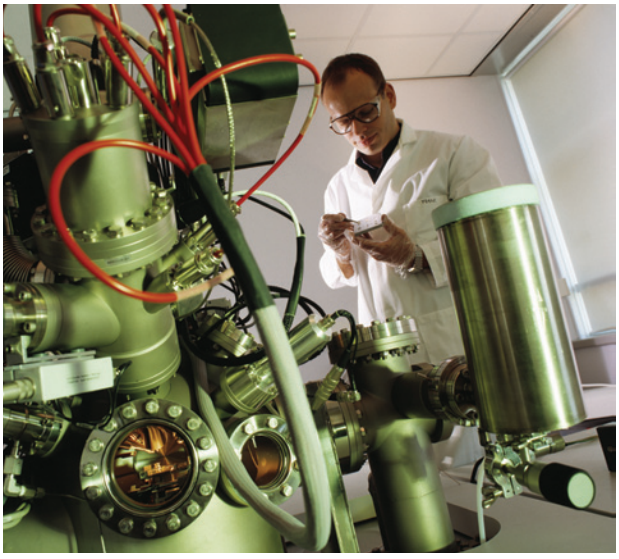
Porém, as grandes questões da Geologia envolvem processos que operam em escalas muito maiores e mais longas. As medições controladas em laboratório geram dados cruciais para testar hipóteses e teorias geológicas – as idades e propriedades de rochas, por exemplo –, mas normalmente são insuficientes para solucionar os principais problemas geológicos. Quase todas as grandes descobertas descritas neste livro foram feitas por meio da observação dos processos terrestres em seu ambiente natural, não controlado.

Por esse motivo, a Geologia é uma ciência de campo, com estilos e concepções próprios e específicos. Os geólogos "vão a campo" para fazer uma observação direta da natureza (**Figura 1.2**). Eles aprendem como as montanhas se formaram escalando encostas íngremes e examinando as rochas expostas e acionam instrumentos delicados para coletar dados sobre terremotos, erupções vulcânicas e outras atividades na Terra sólida. Eles descobrem como as bacias oceânicas evoluíram navegando por mares agitados para mapear o fundo oceânico (**Figura 1.3**).

A Geologia tem uma relação estreita com outras áreas das Ciências da Terra, inclusive com a *Oceanografia*, o estudo dos oceanos; a *Meteorologia*, o estudo da atmosfera; e a *Ecologia*, que lida com a abundância e a distribuição da vida. A *Geofísica*, a *Geoquímica* e a *Geo-*

**FIGURA 1.3** ■ Os cientistas marinhos Craig Marquette e Will Ostrom, da Instituição Oceanográfica Woods Hole, instalam um ancoradouro para medir temperaturas do navio de pesquisa *Oceanus* durante uma tormenta no Cabo Hatteras. [Chris Linder, Woods Hole Oceanographic Institution.]

(a)



(b)

(c)

**FIGURA 1.4** ■ Uma série de subáreas contribui para o estudo da Geologia. (a) Geofísicos instalam instrumentos para medir a atividade subterrânea de um vulcão. (b) Um geoquímico prepara uma amostra de rocha para análise com um espectrômetro de massa. (c) Geobiólogos investigam a vida subterrânea na Caverna Spider, nas Grutas de Carlsbad, Novo México (EUA). [(a) Hawaiian Volcano Observatory/USGS; (b) John McLean/Photo Researchers; (c) AP Photo/Val Hildreth-Werker]

*biologia* são subáreas da Geologia que aplicam os métodos da Física, da Química e da Biologia para resolver problemas geológicos (**Figura 1.4**).

A Geologia é uma *ciência planetária* que usa aparelhos de sensoriamento remoto, como instrumentos acoplados a espaçonaves em órbita da Terra, para mapear o globo inteiro (**Figura 1.5**). Os geólogos desenvolvem modelos de computador que podem analisar a enorme quantidade de dados colhidos por satélites para mapear os continentes, representar os movimentos da atmosfera e dos oceanos em gráficos e monitorar como o ambiente está mudando.

Um aspecto especial da Geologia é sua capacidade de investigar a longa história da Terra, lendo o que foi "escrito em pedra". O **registro geológico** é a informação preservada nas rochas originadas em vários tempos da longa

**FIGURA 1.5** ■ Um astronauta verifica a instrumentação para monitorar a superfície da Terra. [StockTrek/SuperStock]

história da Terra (**Figura 1.6**). Os geólogos decifram o registro geológico combinando informações de muitos tipos de trabalho: exame de rochas no campo; mapeamento detalhado de suas posições em relação a formações rochosas mais antigas e mais novas; coleta de amostras representativas; e determinação de suas idades por meio de delicados instrumentos de laboratório.

Em *Annals of the Former World* ["Anais do mundo antigo"], um compêndio de histórias pitorescas sobre geólogos, o popular escritor John McPhee oferece sua visão de como os geólogos agrupam observações de campo e de laboratório para visualizar o quadro global:

***Eles veem montanhas na lama, oceanos em montanhas e futuras montanhas em oceanos. Eles escalam uma rocha e solucionam uma história, outra rocha, outra história, e à medida que as histórias se acumulam ao longo do tempo, elas se conectam – e histórias longas são construídas e escritas a partir de padrões de pistas interpretados. Trata-se de um trabalho de detetive em uma escala inimaginável para a maioria dos detetives, com a notável exceção de Sherlock Holmes.***

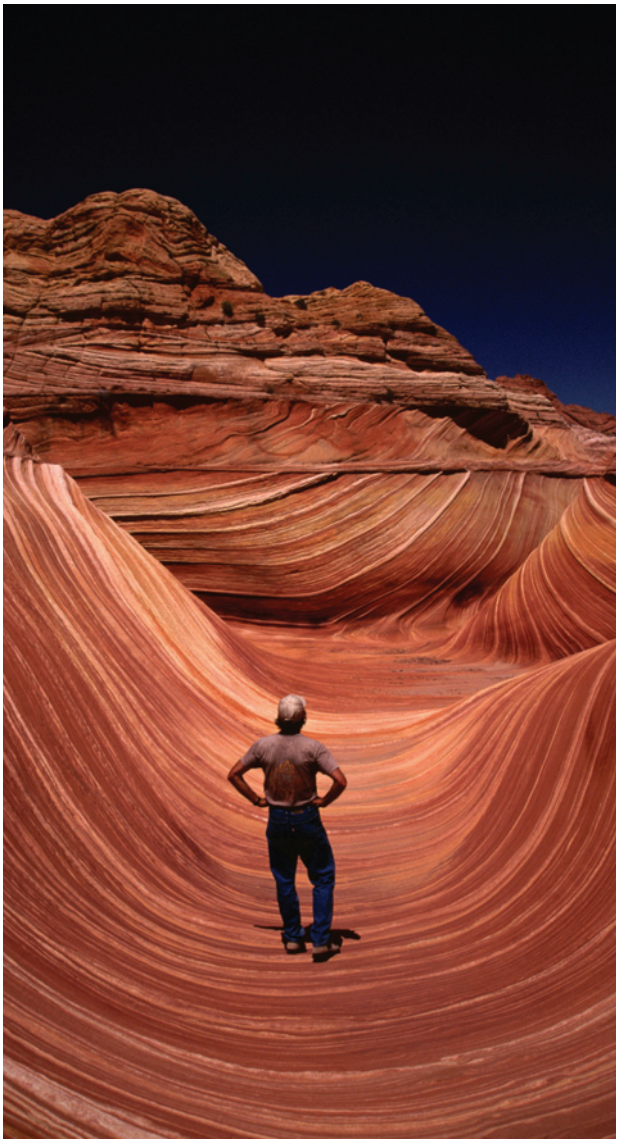


**FIGURA 1.6** ■ O registro geológico preserva evidências da longa história da Terra. Essas camadas multicoloridas de areia no Monumento Nacional do Colorado foram depositadas há mais de 200 milhões de anos, quando esta parte do oeste dos Estados Unidos era um vasto deserto semelhante ao Saara. Elas foram posteriormente sobrepostas por outras rochas, soldadas por pressão como arenito, soerguidas por eventos de construção de montanhas e erodidas por vento e água para se transformarem na arrebatadora paisagem atual. [Lonely Planet Images / Mark Newman]

O registro geológico nos diz que, geralmente, os processos que vemos atuantes na Terra hoje funcionaram de modo muito semelhante ao longo do tempo geológico. Esse importante conceito é conhecido como o **princípio do uniformitarismo**. Ele foi enunciado como hipótese científica no século XVIII pelo médico e geólogo escocês James Hutton. Em 1830, o geólogo britânico Charles Lyell resumiu o conceito em uma frase memorável: "O presente é a chave do passado".

O princípio do uniformitarismo não significa que todo fenômeno geológico ocorre de forma lenta. Alguns dos mais importantes processos ocorrem como eventos súbitos. Um meteoroide grande que impacta a Terra pode escavar uma vasta cratera em questão de segundos. Um vulcão pode explodir seu cume, e uma falha pode romper o solo muito rapidamente em um terremoto. Outros processos ocorrem de maneira mais lenta. Milhões de anos são necessários para que continentes migrem, montanhas sejam soerguidas e erodidas e sistemas fluviais depositem espessas camadas de sedimentos. Os processos geológicos ocorrem em uma extraordinária gama de escalas tanto no espaço como no tempo (**Figura 1.7**).

O princípio do uniformitarismo não significa que temos que observar um evento geológico para saber que ele é importante para o atual sistema Terra. Os humanos nunca presenciaram o impacto de um grande bólido, mas sabemos que tais eventos aconteceram muitas vezes no passado geológico e que certamente acontecerão de novo. O mesmo pode ser dito de vastos derrames vulcânicos, que cobriram com lavas áreas maiores que o Texas[2] e envenenaram a atmosfera global com gases. A longa evolução do planeta é pontuada por muitos eventos extremos, ainda que infrequentes, envolvendo mudanças rápidas no sistema Terra. A Geologia é o estudo de *eventos extremos*, bem como de mudanças graduais.

Desde a época de Hutton, os geólogos têm observado o trabalho da natureza e utilizado o princípio do uniformitarismo para interpretar feições encontradas em formações geológicas. Apesar do sucesso dessa abordagem, esse princípio de Hutton é muito limitado para mostrar como a Ciência Geológica é praticada atualmente. A moderna Geologia deve ocupar-se com todo o intervalo da história da Terra, que começou há mais de 4,5 bilhões de anos. Como veremos no Capítulo 9, os violentos processos que moldaram a primitiva história da Terra

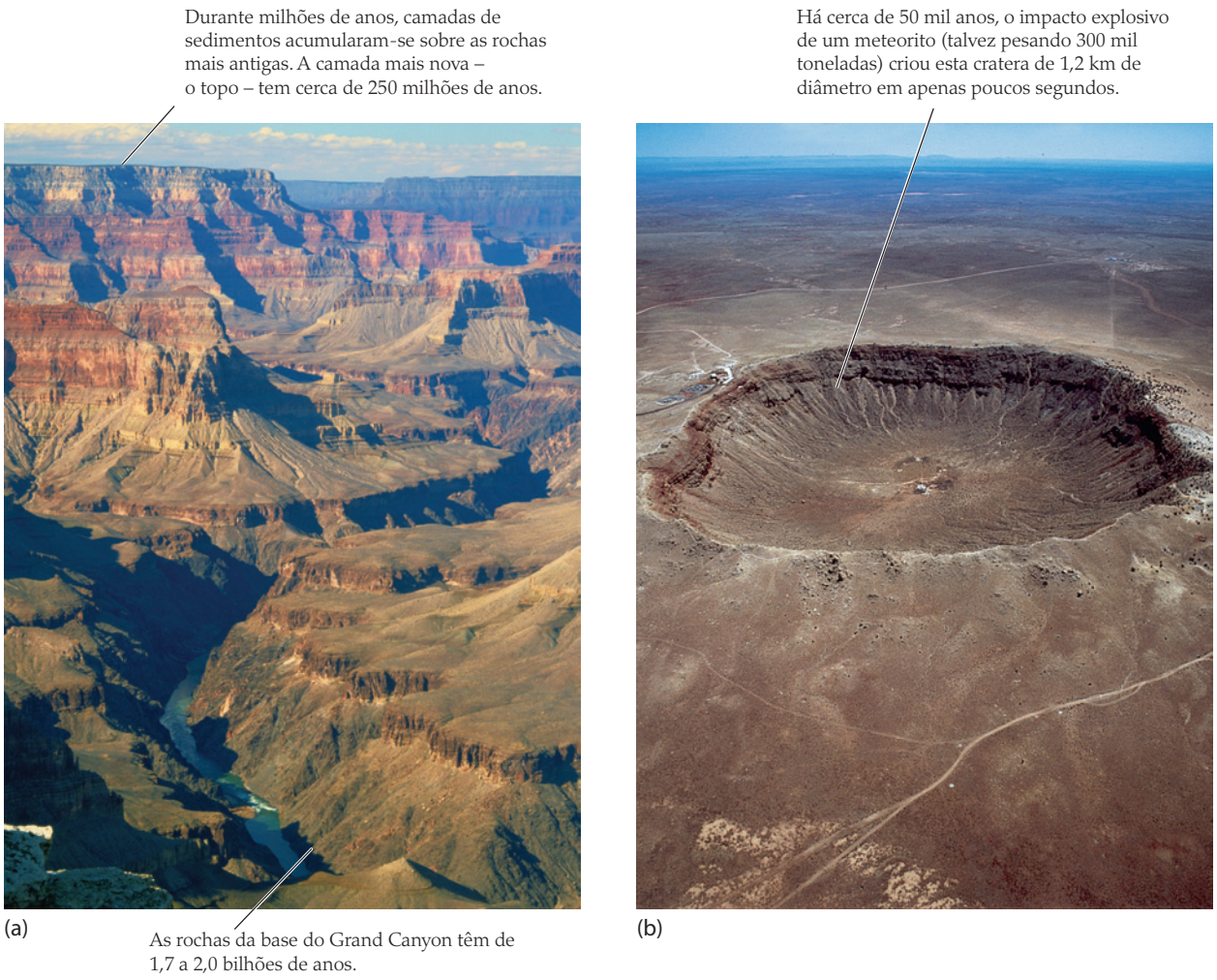



**FIGURA 1.7** ■ Os fenômenos geológicos podem estender-se durante milhares de séculos ou ocorrer com velocidades estupendas. (a) O Grand Canyon, no Arizona (EUA). (b) Cratera de Meteorito, Arizona (EUA). [(a) John Wang/PhotoDisc/Getty Images; (b) John Sanford/Photo Researchers]

foram substancialmente diferentes daqueles que atuam hoje. Para entender essa história, precisaremos de algumas informações sobre a forma e a superfície da Terra, além de seu interior profundo.

## Forma e superfície da Terra

O método científico tem suas raízes na *geodésia*, um ramo antiquíssimo das Ciências Terrestres que estuda a forma e a superfície da Terra. O conceito de que a Terra é esférica, em vez de plana, foi proposto por filósofos gregos e indianos por volta do século VI a.C., sendo a base para a teoria da Terra de Aristóteles, detalhada em seu famoso tratado, *Meteorologica*, publicado em torno de 330 a.C. (o primeiro livro de Ciências da Terra!). No século III a.C., Eratóstenes usou um experimento engenhoso para medir o raio da Terra, que foi calculado em 6.370 km (veja a Geologia na Prática nas páginas 8 e 9).

Medições muito mais precisas demonstraram que a Terra não é uma esfera perfeita. Por causa de sua rotação, ela é levemente abaulada no equador e um pouco achatada nos polos. Além disso, a curvatura suave da superfície terrestre é quebrada por montanhas e vales e outros altos e baixos. Essa **topografia** é medida com relação ao *nível do mar*, uma superfície suave determinada no nível médio da água oceânica, a qual corresponde de perto à forma esférica e achatada que se espera da Terra em rotação. Muitas feições de significância geológica têm destaque na topografia terrestre (**Figura 1.8**). Suas duas maiores feições são os continentes, que têm elevações típicas de 0 a 1 km acima do nível do mar, e as bacias oceânicas, que têm profundidades médias de 4 a 5 km abaixo do nível do mar. A elevação da superfície da Terra varia em aproximadamente 20 km do ponto mais alto (Monte Everest, no Himalaia, a 8.850 m acima do nível do mar) até o ponto mais baixo (Depressão Challenger, na Fossa das Marianas no Oceano Pacífico, a 11.030 m abaixo do nível do mar). Embora o

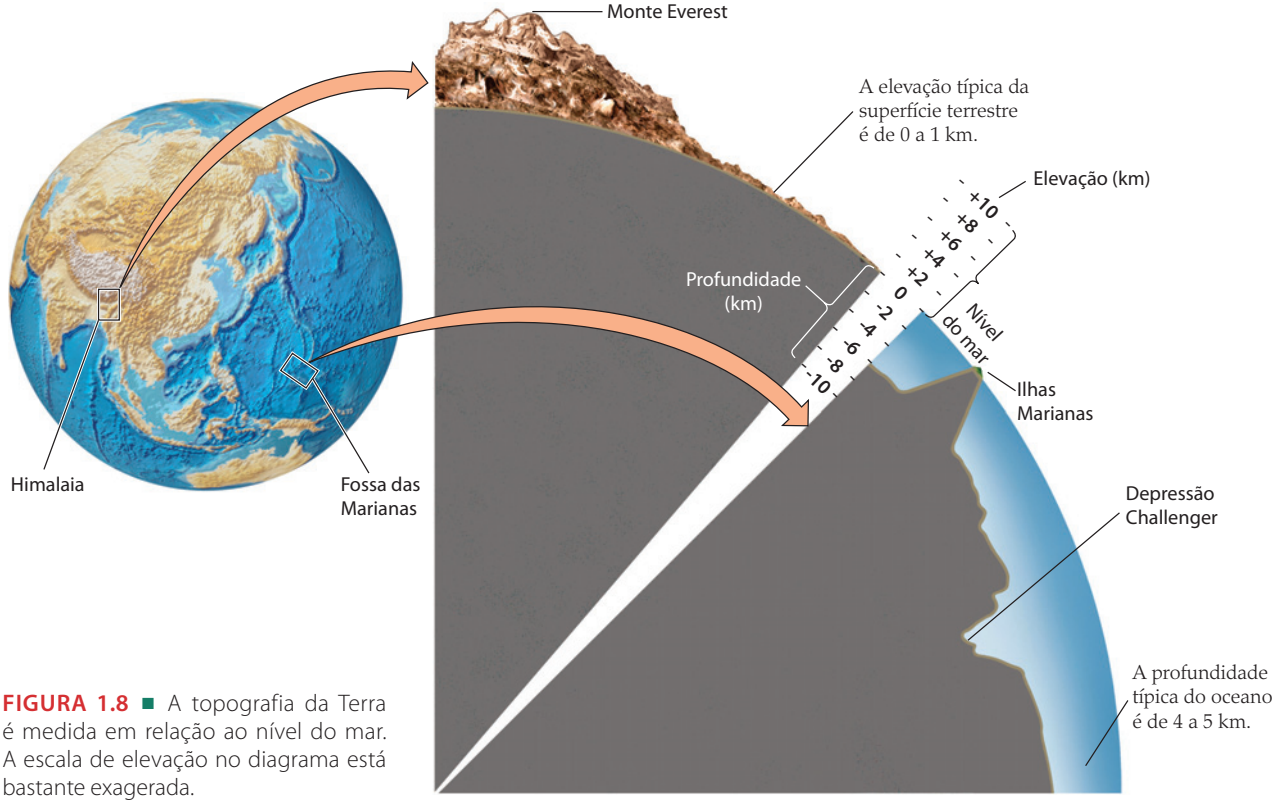



**FIGURA 1.8** ■ A topografia da Terra é medida em relação ao nível do mar. A escala de elevação no diagrama está bastante exagerada.

Himalaia possa parecer tão grande para nós, sua elevação é uma pequena fração do raio da Terra, apenas em torno de uma parte em mil. É por esse motivo que o globo parece-se a uma esfera suave quando visto do espaço.

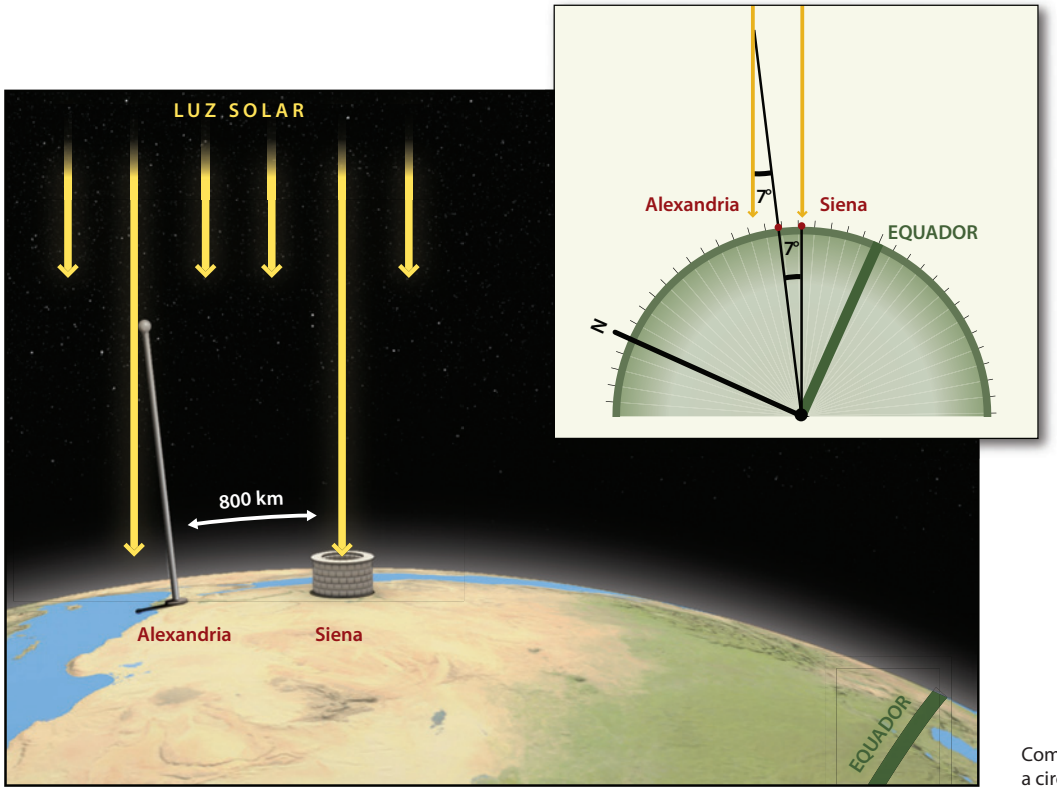
## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Qual é o tamanho de nosso planeta?

Como sabemos que a Terra é redonda? Ninguém havia olhado do espaço para a Terra antes do início da década de 1960, mas sua forma já era compreendida muito tempo antes. Em 1492, Colombo definiu um curso a oeste para a Índia porque ele acreditava em uma teoria da geodésia que fora proposta por filósofos gregos: *vivemos em uma esfera*. Porém, ele não era bom em matemática, então subestimou em muito a circunferência da Terra. Em vez de um atalho, ele fez o caminho mais longo, encontrando um Novo Mundo em vez das Ilhas das Especiarias! Se Colombo tivesse entendido de forma adequada os gregos antigos, talvez não teria cometido esse erro afortunado, porque eles haviam medido com precisão o tamanho da Terra mais de 17 séculos antes.

O crédito da determinação do tamanho da Terra vai para Eratóstenes, um grego que dirigia a Grande Biblioteca de Alexandria, no Egito. Por volta de 250 a.C., um viajante contou a ele uma observação interessante. Ao meio-dia do primeiro dia de verão no Hemisfério Norte (21 de junho), um poço profundo na cidade de Siena[3], cerca de 800 km ao sul de Alexandria, ficava totalmente iluminado pela luz solar, porque o Sol estava em uma posição exatamente sobre a cabeça. Seguindo um palpite, Eratóstenes realizou um experimento. Ele fincou uma estaca vertical em sua própria cidade e, ao meio-dia, no primeiro dia do verão, a estaca produziu uma sombra.

Eratóstenes presumiu que o Sol estava muito distante, de forma que os raios de luz incidentes sobre as duas cidades eram paralelos. Sabendo que o Sol projetava uma sombra em Alexandria, mas estava exatamente sobre a cabeça ao mesmo tempo em Siena, Eratóstenes conseguiu demonstrar por meio de geometria simples que a superfície do solo deveria ser curva. Ele sabia que a superfície curva mais perfeita é a da esfera, então levantou a hipótese de que a Terra tinha uma forma esférica (os gregos admiravam a perfeição geométrica). Medindo o comprimento da sombra da estaca em Alexandria, calculou que, se as linhas verticais entre as duas cidades pudessem ser estendidas ao centro da Terra, elas se encontrariam em uma intersecção com ângulo em torno de 7°, que é aproximadamente 1/50 de um círculo completo (360°). Ele sabia que a distância entre as duas cidades era cerca de 800 km em medições atuais. Usando esses dados, Eratóstenes calculou uma circunferência para a Terra que é muito próxima ao valor moderno:




Como Eratóstenes mediu a circunferência da Terra.

Circunferência da Terra =

50 × distância de Siena a Alexandria

= 50 × 800 km = 40.000 km

Com esse valor para a circunferência da Terra, era uma simples questão de calcular o raio. Eratóstenes sabia que, para qualquer círculo, a circunferência é igual a $2\pi$ (pi) vezes o raio, onde $\pi = 3{,}14...$. Portanto, ele dividiu sua estimativa da circunferência da Terra por $2\pi$ para encontrar o raio:

$$\text{raio} = \frac{\text{circunferência}}{2\pi}$$

$$\frac{40.000}{6{,}28\ldots} = 6.370$$

Com esses cálculos, Eratóstenes chegou a um modelo científico simples e elegante: *a Terra é uma esfera com raio de aproximadamente 6.370 km*.

Em sua poderosa demonstração do método científico, Eratóstenes fez observações (o comprimento da sombra), formulou uma hipótese (forma esférica) e aplicou um pouco de teoria matemática (geometria esférica) para propor um modelo incrivelmente preciso da forma física da Terra. Seu modelo previa corretamente outros tipos de medições, como a distância em que o mastro alto de um navio desapareceria no horizonte. Além disso, conhecer o tamanho e a forma da Terra permitia aos astrônomos gregos calcular os tamanhos da Lua e do Sol e as distâncias desses corpos em relação à Terra. Essa história explica por que experimentos bem projetados e boas medições são cruciais para o método científico: eles nos dão novas informações sobre o mundo natural.

***PROBLEMA EXTRA:*** O volume de uma esfera é dado por

$$\text{volume} = \frac{4\pi}{3}(\text{raio})^3$$

Usando essa fórmula, calcule o volume da Terra em quilômetros cúbicos.

## Descascando a cebola: a descoberta de uma Terra em camadas

Os antigos pensadores, como Eratóstenes, dividiam o universo em duas partes: o Céu, acima, e o Hades, embaixo. O céu era transparente e cheio de luz, e eles poderiam enxergar diretamente as estrelas e os planetas vagantes. O interior da Terra era escuro e fechado para os olhos humanos. Em alguns lugares, o chão tremia e havia erupção de lava quente. Com certeza, algo terrível estava acontecendo lá embaixo!

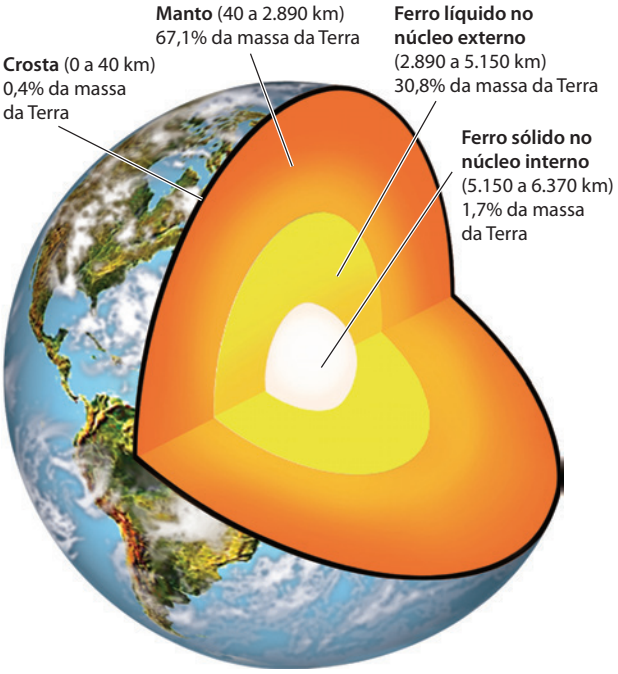



**FIGURA 1.9** ■ Principais camadas da Terra, mostrando suas profundidades e suas massas, expressas como porcentagem da massa total da Terra.

Essa visão permaneceu até cerca de um século atrás, quando os geólogos começaram a espiar o interior da Terra, não com ondas de luz (que não penetram a rocha), mas com ondas produzidas por terremotos. Um terremoto ocorre quando forças geológicas fraturam as rochas frágeis, enviando vibrações que se assemelham ao gelo rachando sobre um rio. Essas **ondas sísmicas** (da palavra grega para terremoto, *seismos*), quando registradas por instrumentos sensíveis chamados *sismógrafos*, permitem que os geólogos localizem terremotos e também tirem "fotografias" do funcionamento interno da Terra, assim como os médicos usam ultrassom e tomografia computadorizada para obter imagens do interior do corpo. Quando as primeiras redes de sismógrafos foram instaladas em todo o mundo no final do século XIX, os geólogos começaram a descobrir que o interior da Terra era dividido em camadas concêntricas de diferentes composições, separadas por limites nítidos, quase esféricos (**Figura 1.9**).

## A densidade da Terra

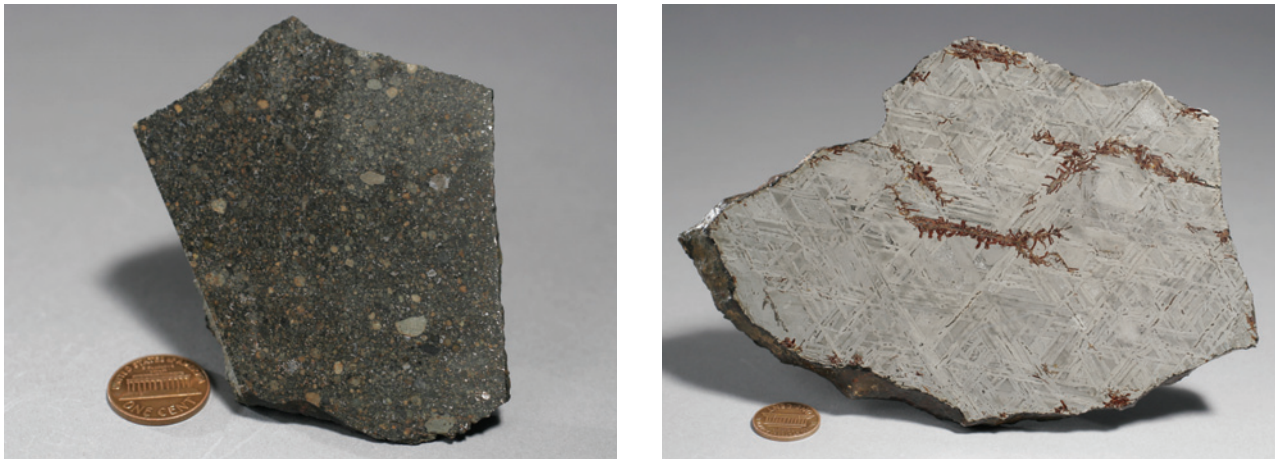
A teoria das camadas do interior profundo da Terra foi proposta pela primeira vez por Emil Wiechert no fim do século XIX, antes que muitos dados sísmicos estivessem disponíveis. Ele queria entender por que nosso planeta é tão pesado ou, mais precisamente, tão *denso*. É fácil calcular a densidade de uma substância: basta medir a massa em uma balança e dividir pelo volume. Uma rocha típica, como o granito usado em lúpides sepulcrais, tem densidade de aproximadamente 2,7 gramas por centímetro cúbico ($g/cm^3$). É um pouco mais difícil estimar a densidade do planeta inteiro, mas não tanto. Eratóstenes mostrou como medir o volume da Terra em 250 a.C. e, em algum momento por volta de 1680, o grande cientista inglês Isaac Newton descobriu como calcular sua massa a partir da força gravitacional que atrai objetos à superfície. Os detalhes, que envolviam cuidadosos experimentos em laboratório para calibrar a lei da gravitação de Newton, foram desenvolvidos por outro inglês, Henry Cavendish. Em 1798, ele calculou a densidade média da Terra em cerca de 5,5 $g/cm^3$, duas vezes a do granito para jazigos.

Wiechert ficou perplexo. Ele sabia que um planeta composto inteiramente de rochas comuns não poderia ter uma densidade tão alta. A maioria das rochas comuns, como o granito, contém uma alta proporção de sílica (silício mais oxigênio; $SiO_2$) e tem densidades relativamente baixas, abaixo de 3 $g/cm^3$. Algumas rochas ricas em ferro, trazidas à superfície terrestre por vulcões, têm densidades de até 3,5 $g/cm^3$, mas nenhuma rocha comum se aproximava do valor de Cavendish. Ele também sabia que, na direção do interior da Terra, a pressão sobre a rocha aumenta com o peso da massa sobrejacente. A pressão comprime a rocha em um volume menor, tornando sua densidade mais alta. Porém, Wiechert constatou que mesmo o efeito da pressão era pequeno demais para explicar a densidade calculada por Cavendish.

## O manto e o núcleo

Ao refletir sobre o que havia embaixo de seus pés, Wiechert voltou-se para o sistema solar e, em especial, aos meteoritos, que são pedaços do sistema solar caídos na Terra. Ele sabia que alguns meteoritos são compostos de uma *liga* (uma mistura) de dois metais pesados, ferro e níquel, e, que, portanto, têm densidades de até 8 $g/cm^3$ (**Figura 1.10**). Ele também sabia que esses dois elementos são relativamente abundantes em todo o nosso sistema solar. Então, em 1896, propôs uma hipótese grandiosa: em algum momento no passado da Terra, a maioria do ferro e do níquel de seu interior havia caído para o centro sob a força da gravidade. Esse movimento criou um **núcleo** denso, que foi cercado por uma capa de rocha rica em silicato, a qual chamou de **manto** (usando a palavra em alemão para "casaco"). Com essa hipótese, ele conseguiu elaborar um modelo da Terra com duas camadas que estava de acordo com o valor de Cavendish para a densidade média da Terra. Ele também conseguiu explicar a existência de meteoritos de ferro-níquel: eram pedaços do núcleo de um planeta (ou planetas) como a Terra que haviam se quebrado, muito provavelmente pela colisão com outros planetas.

Wiechert ocupou-se com o teste de sua hipótese usando ondas sísmicas registradas por sismógrafos localizados ao redor do globo (ele próprio projetou um). Os primeiros resultados demonstraram uma massa interna indistinta que ele presumiu ser o núcleo, mas teve problemas para identificar algumas das ondas sísmicas. Essas ondas são de dois tipos básicos: *ondas compressionais*, que se expandem e comprimem o material que movem



(a) (b)

**FIGURA 1.10** ■ Dois tipos comuns de meteoritos. (a) Este meteorito pétreo, que é semelhante em composição ao manto silicático da Terra, tem densidade em torno de 3 g/cm$^3$. (a) Este meteorito de ferro-níquel, que é semelhante em composição ao núcleo da Terra, tem densidade de aproximadamente 8 g/cm$^3$. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

conforme se propagam através de um sólido, líquido ou gás; e *ondas cisalhantes*, que deslocam o material de lado a lado. As ondas cisalhantes podem propagar-se apenas em sólidos, que resistem ao cisalhamento, e não em fluidos (líquidos ou gases), como o ar e a água, que não têm resistência a esse tipo de movimento.

Em 1906, um sismólogo britânico, Robert Oldham, conseguiu classificar os caminhos percorridos por esses dois tipos de ondas sísmicas e demonstrar que as ondas cisalhantes não se propagavam no núcleo. O núcleo, pelo menos na parte externa, era líquido! Acontece que essa descoberta não é das mais surpreendentes. O ferro funde a uma temperatura mais baixa do que os silicatos, e é por isso que os metalúrgicos podem usar recipientes feitos de cerâmica (que são materiais silicáticos) para conter o ferro fundido. O interior profundo da Terra é quente o bastante para fundir uma liga de ferro-níquel, mas não rocha silicática. Beno Gutenberg, um dos alunos de Wiechert, confirmou as observações de Oldham e, em 1914, determinou que a profundidade do *limite núcleo-manto*[4] era de aproximadamente 2.890 km (ver Figura 1.9).

## A crosta

Cinco anos antes, um cientista croata detectara outro limite a uma profundidade relativamente rasa de 40 km abaixo do continente europeu. Esse limite, chamado de *descontinuidade de Mohorovičić* (Moho, por simplicidade), em homenagem ao seu descobridor, separa uma **crosta** composta de silicatos de baixa densidade, que são ricos em alumínio e potássio, dos silicatos de densidade mais alta encontrados no manto, que contêm mais magnésio e ferro.

Assim como o limite núcleo-manto, a Moho é uma característica global. Contudo, verificou-se que ela é substancialmente mais rasa sob os oceanos do que sob os continentes. Em média, a espessura da crosta oceânica é de apenas 7 km, comparada com quase 40 km da crosta continental. Além disso, as rochas na crosta oceânica contêm mais ferro e, portanto, são mais densas do que as rochas continentais. Como a crosta continental é mais espessa, mas menos densa do que a crosta oceânica, os continentes flutuam mais ao alto, como se fossem botes sobre o manto mais denso (**Figura 1.11**), semelhante a como os *icebergs*

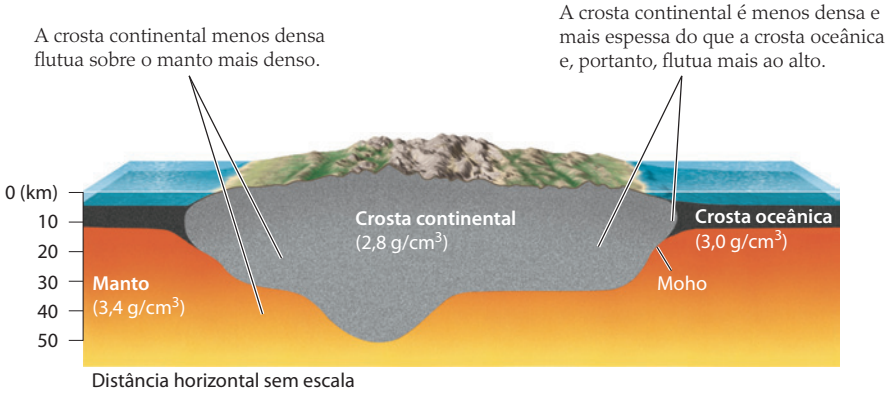



**FIGURA 1.11** ■ Como as rochas crustais são menos densas do que as rochas do manto, a crosta da Terra flutua sobre o manto. A crosta continental é mais espessa e tem densidade menor do que a crosta oceânica, fazendo com que flutue mais ao alto e explicando a diferença de elevação entre os continentes e o assoalho oceânico profundo.

flutuam no oceano. A flutuação continental explica a feição mais impactante da topografia da superfície da Terra: por que as elevações mostradas na Figura 1.8 dividem-se em dois grupos principais, 0 a 1 km acima do nível do mar para a maior parte da superfície terrestre e 4 a 5 km abaixo do nível do mar para a maioria do mar profundo.

As ondas cisalhantes propagam-se bem pelo manto e pela crosta, então sabemos que ambos são rocha sólida. Como os continentes podem flutuar sobre a rocha sólida? As rochas podem ser sólidas e fortes por um curto espaço de tempo (segundos a anos), embora continuem sendo fracas por um longo período (milhares até milhões de anos). O manto abaixo de uma profundidade em torno de 100 km tem pouca força e, durante períodos muito longos, ele flutua à medida que se ajusta para sustentar o peso de continentes e montanhas.

## O núcleo interno

Uma vez que o manto é sólido e a parte externa do núcleo é liquida, o limite núcleo-manto reflete as ondas sísmicas, assim como um espelho reflete ondas de luz. Em 1936, a sismóloga dinamarquesa Inge Lehmann descobriu outro limite esférico nítido a uma profundidade de 5.150 km, indicando uma massa central com densidade maior do que a do núcleo líquido. Estudos conduzidos após sua pesquisa pioneira mostraram que o núcleo interno pode transmitir ondas cisalhantes e compressionais. Portanto, o **núcleo interno** é uma sólida esfera metálica suspensa no **núcleo externo** líquido – um "planeta dentro de um planeta". O raio do núcleo interno é de 1.220 km, cerca de dois terços o tamanho da Lua.

Os geólogos estavam intrigados com a existência desse núcleo interno "congelado". Eles sabiam que as temperaturas dentro da Terra deveriam aumentar em proporção à profundidade. Segundo as melhores estimativas atuais, a temperatura da Terra sobe de aproximadamente 3.500°C na fronteira núcleo-manto para quase 5.000°C no centro. Se o núcleo interno é mais quente, como pode ser sólido enquanto o núcleo externo é fundido? O mistério foi finalmente resolvido por experimentos de laboratório com ligas de ferro-níquel, que demonstraram que o "congelamento" se devia a altas pressões, em vez de a temperaturas menores, no centro da Terra.

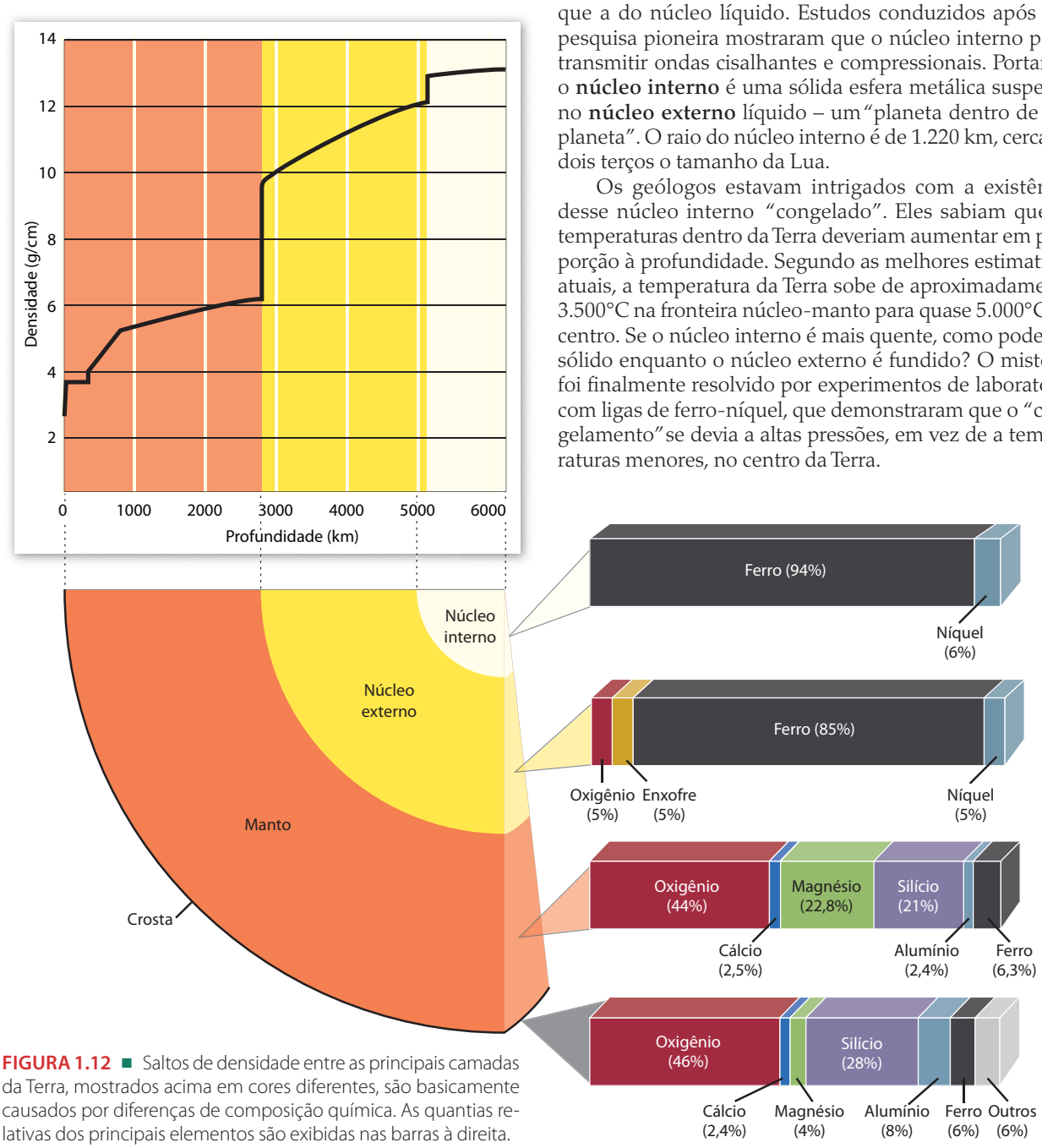



**FIGURA 1.12** ■ Saltos de densidade entre as principais camadas da Terra, mostrados acima em cores diferentes, são basicamente causados por diferenças de composição química. As quantias relativas dos principais elementos são exibidas nas barras à direita.

## A composição química das principais camadas da Terra

Em meados do século XIX, os geólogos haviam descoberto todas as principais camadas da Terra – crosta, manto, núcleo externo e núcleo interno – e uma série de feições mais sutis no interior. Eles verificaram, por exemplo, que o próprio manto divide-se em camadas, o *manto superior* e o *manto inferior*, separadas por uma *zona de transição* em que a densidade da rocha aumenta em uma série de passos. Esses passos de densidade não são causados por mudanças na composição química da rocha, mas por mudanças na compactação dos minerais constituintes em razão do aumento de pressão proporcional à profundidade. Os dois maiores saltos de densidade na zona de transição estão localizados a profundidades de aproximadamente 410 e 660 km, mas são menores do que os aumentos de densidade na Moho e no limite núcleo-manto, causados por mudanças na composição química (**Figura 1.12**).

Os geólogos também conseguiram demonstrar que o núcleo externo da Terra não pode ser feito de uma liga pura de ferro-níquel, porque as densidades desses metais são maiores do que a densidade desse núcleo. Cerca de 10% da massa do núcleo externo deve ser composta de elementos mais leves, como oxigênio e enxofre. Por outro lado, a densidade do núcleo interno sólido é um pouco maior do que a do núcleo externo e é consistente com uma liga de ferro-níquel quase pura.

Pela combinação de muitas linhas de evidência, os geólogos desenvolveram um modelo da composição da Terra e de suas várias camadas. Além dos dados sísmicos, essa evidência inclui as composições das rochas crustais e do manto, bem como as de meteoritos, considerados amostras do material cósmico do qual planetas como a Terra eram originalmente feitos.

Apenas oito elementos, de mais de uma centena, compõem 99% da massa da Terra (ver Figura 1.12). De fato, cerca de 90% da Terra consistem em apenas quatro elementos: ferro, oxigênio, silício e magnésio. Os dois primeiros são os elementos mais abundantes, sendo que cada um representa quase um terço da massa total do planeta, mas são distribuídos de forma bem distinta. O ferro, que é o mais denso desses elementos comuns, concentra-se no núcleo, ao passo que o oxigênio – o menos denso – concentra-se na crosta e no manto. A crosta contém mais silício do que o manto. Essas relações mostram que as diferentes composições das camadas da Terra são basicamente o trabalho da gravidade. Como se pode ver na Figura 1.12, as rochas crustais sobre as quais estamos são constituídas por quase 50% de oxigênio!

## A Terra como um sistema de componentes interativos

A Terra é um planeta inquieto, mudando continuamente por meio de atividades geológicas como terremotos, vulcões e glaciações. Essas atividades são governadas por dois mecanismos térmicos: um interno e o outro exter-

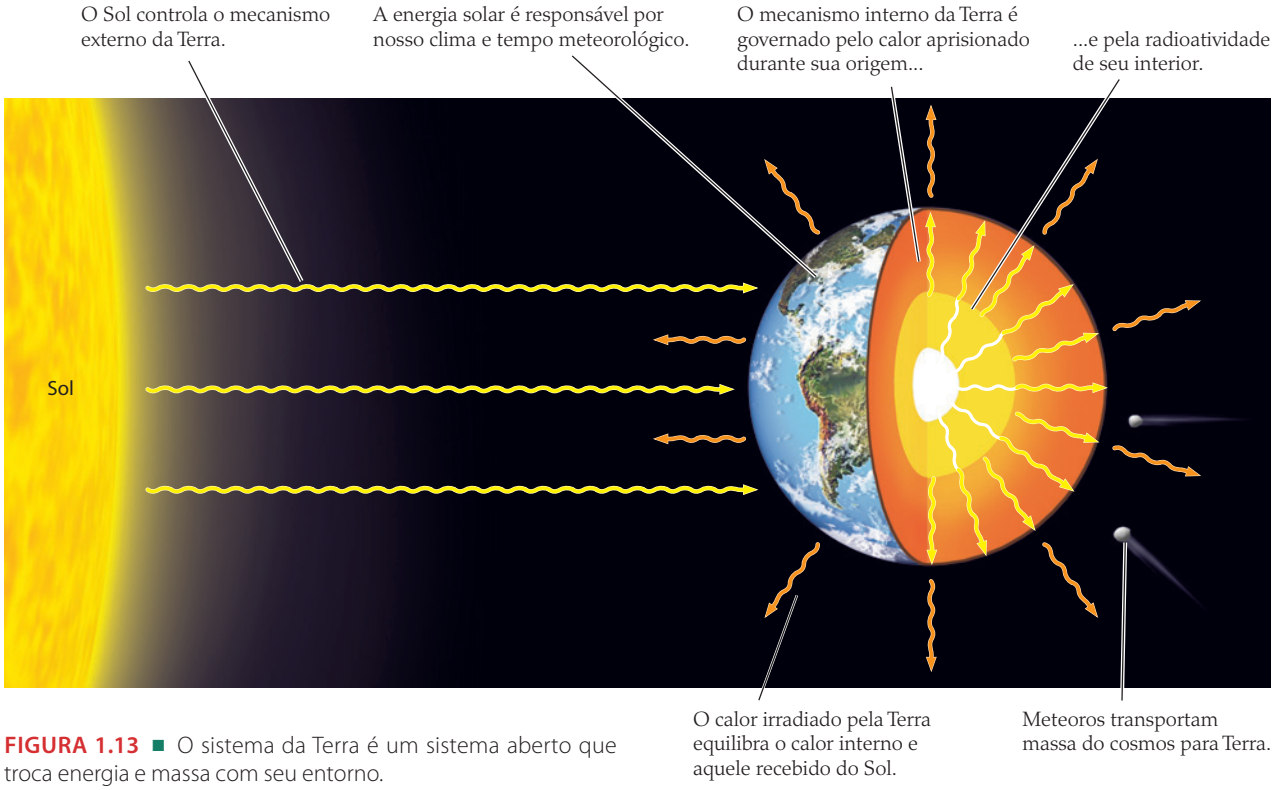



**FIGURA 1.13** ■ O sistema da Terra é um sistema aberto que troca energia e massa com seu entorno.

no (**Figura 1.13**). *Mecanismos* de tal tipo – por exemplo, o motor a gasolina de um automóvel – transformam calor em movimento mecânico ou trabalho. O *mecanismo interno* da Terra é governado pela energia térmica aprisionada durante a origem cataclísmica do planeta e gerada pela radioatividade em seus níveis mais profundos. O calor interior controla os movimentos no manto e no núcleo, suprindo energia para fundir rochas, mover continentes e soerguer montanhas. O *mecanismo externo* da Terra é controlado pela energia solar – calor da superfície terrestre proveniente do Sol. O calor do Sol energiza a atmosfera e os oceanos e é responsável pelo nosso clima e tempo. Chuva, vento e gelo erodem montanhas e modelam a paisagem e, por sua vez, a forma da superfície influencia o clima.

Todas as partes do nosso planeta e todas suas interações, tomadas juntas, constituem o **sistema Terra**. Embora os cientistas da Terra pensem já há algum tempo em termos de sistemas naturais, foi apenas nas últimas décadas do século XX que dispuseram de equipamentos adequados para investigar como o sistema Terra realmente funciona. Dentre os principais avanços, estão as redes de instrumentos e satélites orbitantes de coleta de informações do sistema Terra em uma escala global e o uso de computadores com potência suficiente para calcular a massa e a energia transferidas dentro do sistema. Os principais componentes do sistema Terra podem ser representados como um conjunto de domínios ou "esferas" (**Figura 1.14**). Já discorremos sobre alguns deles e definiremos os outros a seguir.

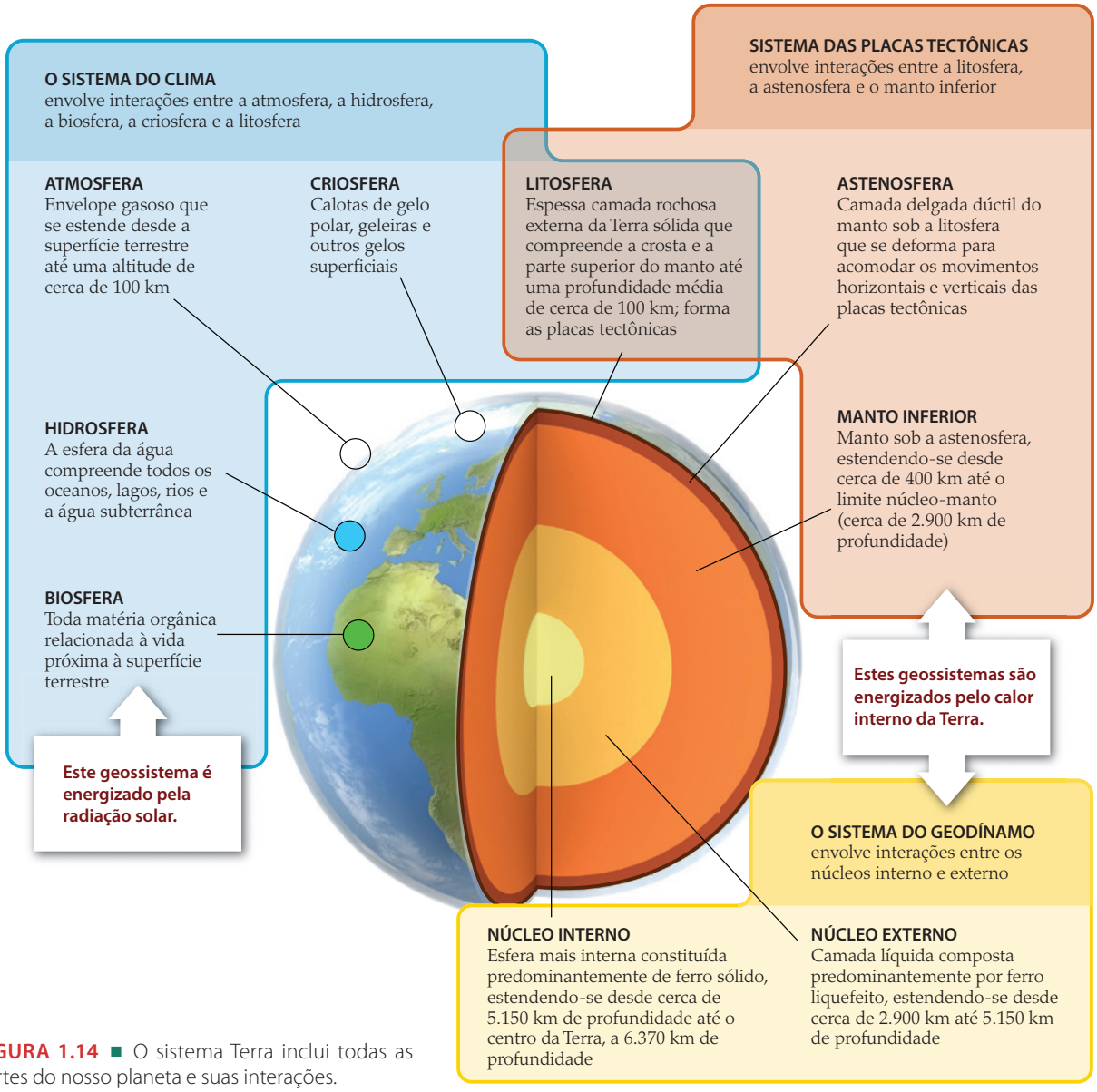



**FIGURA 1.14** ■ O sistema Terra inclui todas as partes do nosso planeta e suas interações.

Falaremos mais sobre o sistema Terra durante todo o livro. Vamos agora começar a pensar sobre algumas de suas feições básicas. O sistema Terra é um *sistema aberto*, no sentido de que troca massa e energia com o restante do cosmos (ver Figura 1.13). A energia radiante do Sol energiza o intemperismo e a erosão da superfície terrestre, bem como o crescimento das plantas, as quais servem de alimento a muitos outros seres vivos. Nosso clima é controlado pelo balanço entre a energia solar que chega até o sistema Terra e a energia que o planeta irradia de volta para o espaço. Hoje em dia, a troca de massa entre a Terra e o espaço é relativamente pequena: apenas cerca de 40 mil toneladas de meteoritos – equivalente a um cubo com lateral de 24 m – caem na Terra por ano. Porém, essa transferência de massa era muito maior durante os primórdios do sistema solar.

Embora a Terra seja considerada um único sistema, é um desafio estudá-la como uma coisa só. Em vez disso, voltaremos nossa atenção aos componentes específicos do sistema Terra (subsistemas) que estamos tentando compreender. Por exemplo, em nossa discussão sobre mudança climática global, vamos considerar basicamente as interações entre a atmosfera e diversos outros componentes que são governados pela energia solar: a *hidrosfera* (águas da superfície terrestre e água subterrânea), a *criosfera* (calotas de gelo, geleiras e campos de neve) e a *biosfera* (organismos vivos). Nossa discussão sobre como os continentes são deformados para soerguer montanhas se concentrará nas interações entre a crosta e o manto, que são controladas pelo mecanismo interno da Terra. Os subsistemas especializados que produzem tipos específicos de atividade, como mudança climática ou construção de montanhas, são chamados de **geossistemas**[5]. O sistema Terra pode ser pensado como uma coleção desses geossistemas abertos e interativos (e geralmente sobrepondo-se).

Nesta seção, apresentaremos três geossistemas importantes que operam em uma escala global: o sistema do clima, o sistema das placas tectônicas e o geodínamo. Posteriormente, teremos a oportunidade de discutir uma série de geossistemas menores, como vulcões que expelem lava quente (Capítulo 12), sistemas hidrológicos que nos proporcionam água para consumo (Capítulo 17) e reservatórios de petróleo que fornecem óleo e gás (Capítulo 23).

## O sistema do clima

*Tempo* é o termo que usamos para descrever a temperatura, a precipitação, a nebulosidade e os ventos observados em um ponto da superfície terrestre. Todos sabemos o quanto o tempo pode ser variável – quente e chuvoso em um dia, frio e seco no outro –, dependendo dos movimentos de sistemas de tempestades, frentes frias e quentes e outras mudanças rápidas dos distúrbios atmosféricos. Como a atmosfera é muito complexa, mesmo os melhores meteorologistas têm dificuldades em prever o tempo com antecedência de mais de quatro ou cinco dias. Entretanto, podemos inferir como ele será, em termos gerais, em um futuro bem mais distante, pois o tempo predominante é governado principalmente pelas variações do influxo de energia solar nos ciclos sazonais e diários: verões são quentes e invernos, frios; dias são quentes e noites, mais frescas. O **clima** é a descrição desses ciclos de tempo em termos das médias de temperatura e outras variáveis obtidas durante muitos anos de observação. Uma descrição completa do clima também inclui medidas de quanto tem sido a variação do tempo meteorológico, como as temperaturas mais altas ou mais baixas já registradas em um certo dia.

O **sistema do clima** inclui todos os componentes do sistema Terra que determinam o clima em uma escala global e como ele muda com o tempo. Em outras palavras, o sistema do clima não envolve somente o comportamento da atmosfera, mas também suas interações com a hidrosfera, a criosfera, a biosfera e a litosfera (ver Figura 1.14).

Quando o Sol aquece a superfície da Terra, parte do calor é aprisionada por vapor d'água, dióxido de carbono e outros gases na atmosfera, semelhante a como o calor é aprisionado por vidro fosco em uma estufa[6]. Esse *efeito estufa* explica por que a Terra tem um clima que possibilita a vida. Se a atmosfera não contivesse gases do efeito estufa, a superfície terrestre seria sólida e congelada! Portanto, os gases do efeito estufa, sobretudo o dióxido de carbono, exercem uma função crucial na regulação do clima. Como aprenderemos nos capítulos posteriores, a concentração de dióxido de carbono na atmosfera é um balanço entre a quantidade expelida do interior da Terra por erupções vulcânicas e a quantidade retirada durante o intemperismo de rochas silicáticas. Dessa forma, o comportamento da atmosfera é regulado por interações com a litosfera.

Para entender essas interações, os cientistas elaboram modelos numéricos – sistemas climáticos virtuais – em supercomputadores e comparam os resultados de suas simulações com os dados observados. Assim, esperam aperfeiçoar continuamente os modelos para que possam fazer predições acuradas sobre como o clima mudará no futuro. Um problema particularmente urgente ao qual tais modelos estão sendo aplicados é o aquecimento global, que está sendo causado por emissões *antropogênicas* (geradas por humanos) de dióxido de carbono e de outros gases do efeito estufa. Parte do debate público sobre o aquecimento global centra-se sobre a precisão das predições computadorizadas. Os céticos argumentam que mesmo os modelos computadorizados mais sofisticados não são confiáveis porque desconsideram várias feições do sistema Terra real. No Capítulo 15, discutiremos alguns aspectos de como o sistema do clima funciona e, no Capítulo 23, examinaremos os problemas práticos das mudanças climáticas antropogênicas.

## O sistema das placas tectônicas

Alguns dos mais dramáticos eventos geológicos do planeta – erupções vulcânicas e terremotos, por exemplo – também resultam de interações dentro do sistema Terra. Esses fenômenos são controlados pelo calor interno do globo, que escapa por meio da circulação de material no manto sólido.

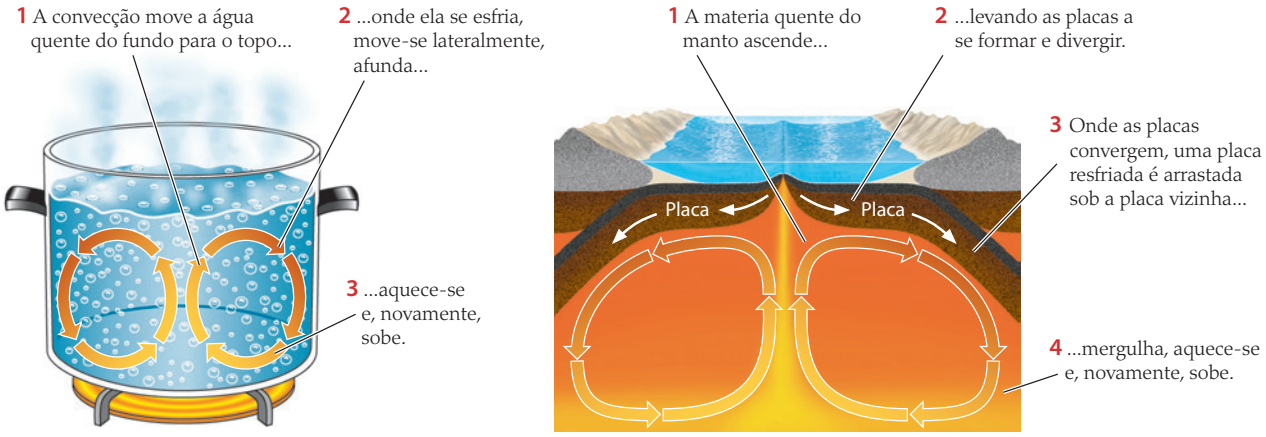



**FIGURA 1.15** ■ A convecção no manto da Terra pode ser comparada ao padrão de movimento em uma chaleira de água fervente. Nos dois processos, o calor é carregado para a superfície pelo movimento da matéria.

De certa forma, a parte externa da Terra sólida comporta-se como uma bola de cera quente. O resfriamento da superfície torna frágil a casca mais externa, ou **litosfera** (do grego *lithos*, "pedra"), a qual envolve uma **astenosfera** (do grego *asthenes*, "fraqueza") quente e dúctil. A litosfera inclui a crosta e o topo do manto até uma profundidade média de cerca de 100 km. A astenosfera é a parte do manto, talvez com 300 km de espessura, imediatamente abaixo da litosfera. Quando submetida a uma força, a litosfera tende a comportar-se como uma casca rígida e frágil, enquanto a astenosfera sotoposta flui como um sólido moldável ou *dúctil*.

De acordo com a notável teoria da *tectônica de placas*, a litosfera não é uma casca contínua; ela está quebrada em cerca de 12 grandes placas que se movem sobre a superfície terrestre com taxas de alguns centímetros por ano. Cada placa atua como uma unidade rígida distinta que se move sobre a astenosfera, a qual também está em movimento. Ao formar uma placa, a litosfera pode ter uma espessura de apenas alguns quilômetros nas áreas com atividade vulcânica e, talvez, de até 200 km ou mais nas regiões mais antigas e frias dos continentes. A descoberta das placas tectônicas na década de 1960 forneceu aos cientistas a primeira teoria unificada para explicar a distribuição mundial dos terremotos e dos vulcões, a deriva dos continentes, o soerguimento de montanhas e muitos outros fenômenos geológicos. O Capítulo 2 será destinado a descrever detalhadamente a tectônica de placas.

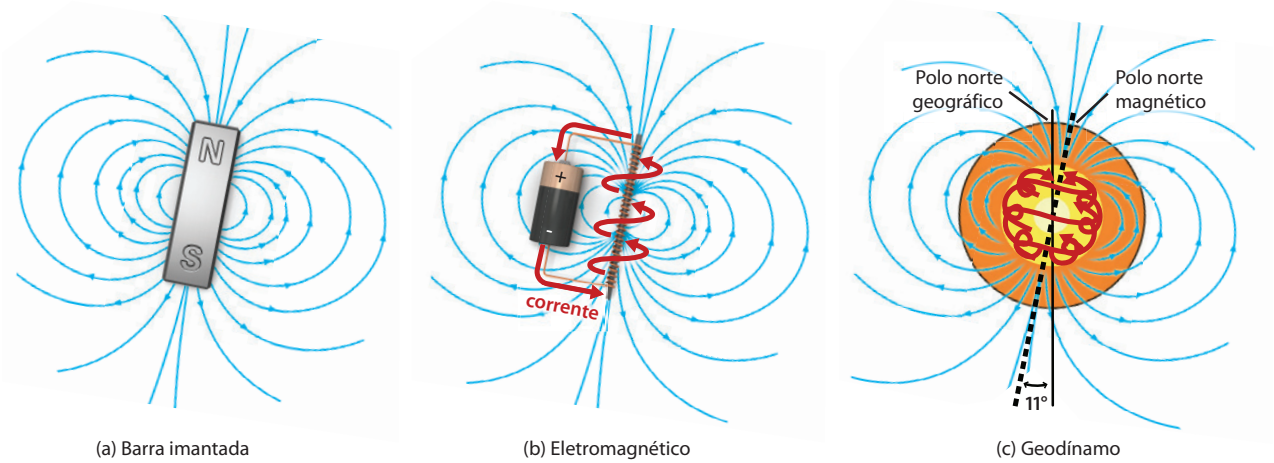
Por que as placas se movem na superfície terrestre em vez de se fixarem completamente em uma casca rígida? As forças que empurram e arrastam as placas originam-se do manto. Controlado pelo calor interno da Terra, o material quente do manto sobe onde as placas separam-se, formando nova litosfera. À medida que se move para longe desse limite divergente, a litosfera esfria e torna-se mais rígida. Porém, ela pode eventualmente afundar na astenosfera e arrastar material de volta para o manto, nos limites onde as placas convergem. Esse processo geral, no qual o material aquecido ascende e o resfriado afunda, é chamado de **convecção** (**Figura 1.15**). A convecção no manto pode ser comparada ao padrão de movimento em uma chaleira de água fervente, mas é muito mais lenta porque o fluxo dos sólidos dúcteis é mais lento que o dos fluidos, pois mesmo os sólidos "frágeis" (como a cera ou o caramelo) são mais resistentes à deformação que os fluidos comuns (como a água ou o azeite de oliva).

O manto em convecção e seu mosaico sobrejacente de placas litosféricas constituem o **sistema de placas tectônicas**. Assim como no sistema do clima (que envolve uma ampla variedade de processos convectivos na atmosfera e nos oceanos), os cientistas estudam as placas tectônicas usando simulações computadorizadas e revisam os modelos de forma contínua testando-os contra os novos dados.

## O geodínamo

O terceiro sistema global envolve interações que produzem um profundo **campo magnético** dentro da Terra, em seu núcleo externo líquido. Esse campo magnético alcança o espaço, fazendo com que as bússolas apontem para o norte e protegendo a biosfera contra a radiação solar prejudicial. Quando as rochas se formam, elas se tornam levemente magnetizadas por esse campo magnético, por isso os geólogos podem estudar como o campo se comportava no passado e usá-lo para decifrar o registro geológico.

A Terra gira sobre um eixo que passa pelos polos norte e sul. O campo magnético interno da Terra comporta-se como se uma poderosa barra magnetizada, inclinada a 11° do eixo de rotação da Terra, estivesse localizada no centro do globo. A força magnética aponta para dentro do solo no polo norte magnético e para fora no polo sul magnético (**Figura 1.16**). Em qualquer local na Terra (ex-




(a) Barra imantada (b) Eletromagnético (c) Geodínamo

**FIGURA 1.16** ■ (a) Uma barra imantada cria um campo dipolar com os polos norte e sul. (b) Um campo dipolar também pode ser produzido por correntes elétricas que fluem através de uma bobina de fio metálico, conforme mostrado neste eletroímã movido a bateria. (c) O campo magnético aproximadamente dipolar da Terra é produzido por correntes elétricas que fluem no núcleo externo de metal líquido, as quais são movidas por convecção.

ceto nos polos magnéticos), uma agulha de bússola que é livre para girar sob a influência de um campo magnético irá rotar para a posição paralela à linha de força local, aproximadamente na direção norte-sul.

Embora um ímã permanente no centro da Terra possa explicar a natureza dipolar (dois polos) do campo magnético observado, essa hipótese pode ser facilmente rejeitada. Experimentos de laboratório demonstram que o campo de um ímã permanente é destruído quando aquecido acima de 500°C. Sabemos que as temperaturas no interior profundo da Terra são muito mais altas do que isso – milhares de graus no seu centro –, de modo que, caso o magnetismo não seja constantemente regenerado, ele não poderia ser mantido.

Os cientistas teorizam que a convecção no núcleo externo da Terra gera e mantém o campo magnético. Por que um campo magnético é criado por convecção no núcleo externo, mas não no manto? Em primeiro lugar, porque o núcleo externo é feito principalmente de ferro, que é um condutor elétrico muito bom, enquanto as rochas silicáticas do manto são más condutoras elétricas. Em segundo lugar, porque os movimentos convectivos são um milhão de vezes mais rápidos no núcleo externo do que no manto sólido. Esses movimentos rápidos induzem correntes elétricas na liga líquida de ferro-níquel para criar o campo magnético. Dessa forma, esse **geodínamo** é mais semelhante a um eletroímã do que a uma barra imantada (ver Figura 1.16).

Por cerca de 400 anos, os cientistas sabem que uma agulha de bússola aponta para o norte por causa do campo magnético da Terra. Imagine a surpresa que tiveram, meio século atrás, quando encontraram evidência geológica de que a direção da força magnética pode ser revertida. Durante aproximadamente metade do tempo geológico, uma agulha de bússola teria apontado para o sul! Essas *reversões magnéticas* ocorrem a intervalos irregulares que variam de dezenas de milhares a milhões de anos. Os processos que as causam não são inteiramente entendidos, mas modelos computadorizados do geodínamo mostram reversões esporádicas que ocorrem na ausência de qualquer fator externo, isto é, unicamente por meio de interações dentro do núcleo da Terra. Como veremos no próximo capítulo, as reversões magnéticas, que deixam sua marca no registro geológico, têm ajudado os geólogos a entender os movimentos das placas litosféricas.

## Um panorama do tempo geológico

Até agora, discutimos o tamanho e a forma da Terra, suas camadas e composição internas e o funcionamento de seus três principais geossistemas. Afinal de contas, como a Terra obteve essa estrutura em camadas? Como os geossistemas globais evoluíram ao longo do tempo geológico? Para responder a essas questões, iniciaremos com uma abordagem geral do tempo geológico, desde o nascimento do planeta até o presente. Os capítulos posteriores apresentarão mais detalhes.

Compreender a imensidão do tempo geológico é um desafio. O escritor John McPhee observou que os geólogos olham para o "tempo profundo" do início da história da Terra (medido em bilhões de anos) da mesma maneira que um astrônomo olha para o "espaço profundo" do universo (medido em bilhões de anos-luz). A **Figura 1.17** apresenta o tempo geológico como uma fita marcada com alguns dos principais eventos e transições.

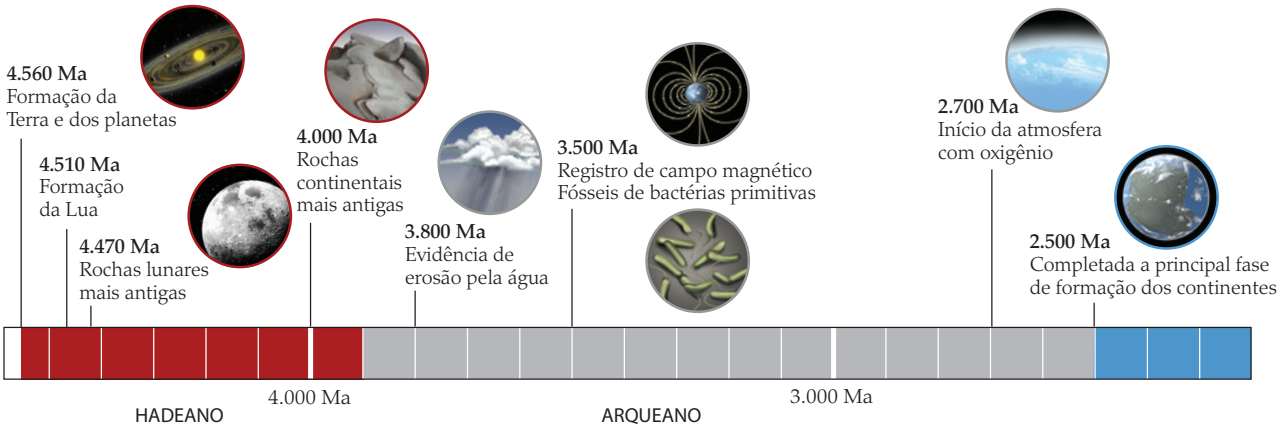



**FIGURA 1.17** ■ Esta fita do tempo geológico mostra alguns dos principais eventos observados no registro geológico, começando com a formação dos planetas. (Ma = milhões de anos atrás.)

## A origem da Terra e de seus geossistemas globais

Usando a evidência de meteoritos, os geólogos conseguiram demonstrar que a Terra e os outros planetas do sistema solar se formaram há cerca de 4,56 bilhões de anos por meio da rápida condensação de uma nuvem de poeira que circulava em torno do jovem Sol. O violento processo, que envolveu a agregação e colisão de conglomerados cada vez maiores de matéria, será descrito com mais detalhe no Capítulo 9. Em apenas 100 milhões de anos (um tempo relativamente curto, em termos geológicos), a Lua havia se formado e o núcleo da Terra havia se separado do manto. É difícil saber o que ocorreu nas centenas de milhões de anos seguintes. Muito pouco do registro geológico foi capaz de sobreviver ao intenso bombardeamento dos grandes meteoritos que atingiam a Terra de modo constante. Esse período dos primórdios da história da Terra é apropriadamente chamado de idade geológica "das trevas".

As rochas mais antigas encontradas atualmente na superfície terrestre têm cerca de 4,3 bilhões de anos. Rochas muito antigas, com idade de 3,8 bilhões de anos, mostram evidências de erosão pela água, indicando a existência da hidrosfera e a operação de um sistema do clima que não era muito distinto do atual. Rochas apenas um pouco mais novas, com 3,5 bilhões de anos, registram um campo magnético tão forte quanto o que vemos hoje, mostrando que o geodínamo já estava em operação naquela época. Há 2,5 bilhões de anos, reuniu-se suficiente crosta de baixa densidade na superfície terrestre para formar grandes massas continentais. Os processos geológicos que subsequentemente modificaram esses continentes foram muito similares àqueles que hoje vemos atuando nas placas tectônicas.

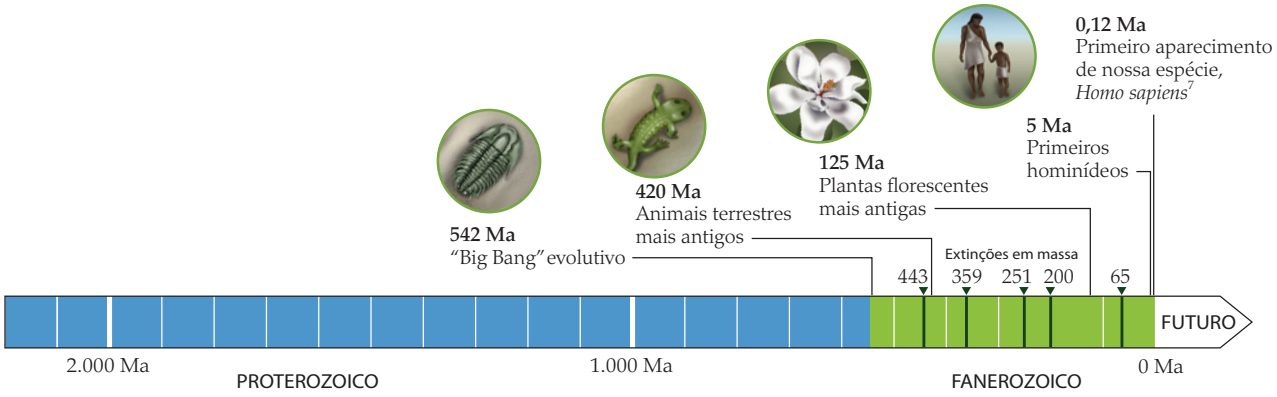
## A evolução da vida

A vida também começou muito cedo na história da Terra, segundo podemos afirmar pelo estudo dos **fósseis**, traços de organismos preservados no registro geológico. Fósseis de bactérias primitivas foram encontrados em rochas datadas de 3,5 bilhões de anos. Um evento-chave foi a evolução de organismos que liberam oxigênio na atmosfera e nos oceanos. O acúmulo de oxigênio na atmosfera já estava ocorrendo há 2,7 bilhões de anos. As concentrações de oxigênio atmosférico provavelmente subiram até os níveis atuais em uma série de etapas ocorridas em um período de tempo de pelo menos 2 bilhões de anos.

A vida no início da Terra era simples, consistindo basicamente em pequenos organismos unicelulares que flutuavam próximo à superfície dos oceanos ou viviam no fundo dos mares. Entre 1 e 2 bilhões de anos atrás, formas de vida mais complexas, como as algas e as algas marinhas, evoluíram. Os primeiros animais entraram em cena há cerca de 600 milhões de anos, evoluindo em uma sequência de ondas. Em um breve período iniciado há 542 milhões de anos e, provavelmente, com uma duração menor que 10 milhões de anos, oito filos inteiramente novos do reino animal foram estabelecidos, incluindo os ancestrais de quase todos os animais que conhecemos hoje. Foi durante essa explosão evolutiva, às vezes referida como "Big Bang" ("grande explosão") da biologia, que animais cujo corpo continha partes duras deixaram pela primeira vez carcaças fósseis no registro geológico.

Embora a evolução biológica seja muitas vezes vista como um processo muito lento, ela é pontuada por breves períodos de mudança rápida. Exemplos espetaculares são as *extinções em massa*, durante as quais muitos tipos de organismos desapareceram subitamente do registro geológico. Cinco dessas imensas reviravoltas estão indicadas na fita do tempo geológico da Figura 1.17. A última, já discutida neste capítulo, foi causada pelo impacto de um grande bólido há 65 milhões de anos. O bólido, não muito maior do que 10 km de diâmetro, causou a extinção de metade das espécies da Terra, inclusive todos os dinossauros.

As causas das outras extinções ainda estão sendo debatidas. Além do impacto de bólidos, os cientistas têm proposto outros tipos de eventos extremos, como




variações climáticas rápidas ocasionadas por glaciações e enormes erupções de material vulcânico. As evidências são frequentemente ambíguas ou inconsistentes. Por exemplo, o maior evento de extinção de todos os tempos ocorreu há cerca de 251 milhões de anos, varrendo 95% de todas as espécies. O impacto de um bólido tem sido proposto por alguns investigadores, mas o registro geológico mostra que as capas de gelo se expandiram nessa época e que houve mudança da composição química da água do mar, o que seria consistente com uma grande crise climática. Simultaneamente, uma enorme erupção vulcânica cobriu uma área na Sibéria com quase a metade do tamanho dos Estados Unidos, com 2 ou 3 milhões de quilômetros cúbicos de lava. Essa extinção em massa foi batizada de "Assassino do Expresso Oriente"[8], pois existem muitos suspeitos!

As extinções em massa reduzem o número de espécies competindo por espaço na biosfera. Com a "diluição da multidão", esses eventos extremos podem promover a evolução de novas espécies. Após o fim dos dinossauros há 65 milhões de anos, os mamíferos tornaram-se a classe dominante de animais. A rápida evolução dos mamíferos em espécies com cérebros maiores e mais destreza levou à emergência de espécies humanoides (*hominídeos*) cerca de 5 milhões de anos atrás e à nossa própria espécie, o *Homo sapiens* (palavra latina para "homem sábio"), há aproximadamente 200 mil anos. Sendo recém-chegados na biosfera, estamos apenas começando a deixar nossa marca no registro geológico. De fato, nossa breve história como espécie pode ser avaliada pela percepção de que ela cobre menos do que a largura de uma linha na fita do tempo geológico (ver Figura 1.17).

## *Bem-vindo ao Google Earth*

O Google Earth (GE) é uma interface de conjuntos de dados espaciais disponível na Internet pela ferramenta de busca Google, podendo ser baixado de forma gratuita. A interface usa fotografias aéreas e de satélite em uma variedade de resoluções espaciais sobrepostas em conjuntos de dados de modelo de elevação digital para dar às imagens uma qualidade tridimensional. Como os dados são georreferenciados nas três dimensões, podem ser usados para fazer medições de distância com as ferramentas de medição "linha" e "caminho" do GE. Elevação, latitude e longitude são continuamente monitoradas para qualquer localização específica do cursor, sendo exibidas na parte inferior da tela. O GE também oferece ferramentas de navegação no canto superior direito da tela, as quais permitem usar o *zoom* e alterar o azimute e o aspecto da visualização.

Uma das funções mais recentes do GE é a capacidade de voltar no tempo em algumas localizações, acessando conjuntos de dados espaciais arquivados. No espírito de todas as ferramentas de busca, o Google também fornece uma janela de busca "simulador de voo", que pode ser usada para se transportar até determinadas localizações virtuais. É possível adicionar à lista de favoritos e também associar localizações a imagens digitais georreferenciadas obtidas nos mesmos lugares. Use algumas ou todas essas ferramentas enquanto se familiariza com a interface e divirta-se!

# Projeto no Google Earth

A Terra é um sistema complexo e dinâmico de componentes inter-relacionados. Uma grande diversidade de fatores opera para dar forma à superfície da Terra e eles estão integrados pela teoria global da Tectônica de Placas. Em nosso primeiro exercício, usaremos o GE para explorar os pontos extremos do relevo do planeta. Nos capítulos seguintes, utilizaremos outros exercícios para explorar a origem dessas feições. Vamos começar pelo topo do mundo: o Himalaia.

**LOCALIZAÇÃO** Exploração do relevo do Himalaia, na Ásia Central, até a Depressão Challenger, na costa sul de Guam, no Oceano Pacífico.

**OBJETIVO** Demonstrar a variação do relevo de nosso planeta e introduzir as ferramentas do Google Earth.

**REFERÊNCIA** Figura 1.8

1. Digite[9] "Monte Everest" na ferramenta de busca do GE e use o cursor para encontrar seu ponto mais alto. Qual é a elevação aproximada acima do nível do mar (acima do nível médio do mar, ou NMM)? Talvez seja útil inclinar a visualização para o norte a fim de selecionar o ponto mais alto.
   *a.* 10.400 m acima do NMM
   *b.* 7.380 m acima do NMM
   *c.* 8.850 m acima do NMM
   *d.* 9.230 m acima do NMM
2. Diminua o *zoom* do Monte Everest e dê uma olhada na forma do Himalaia como um todo (tente uma altitude de visão de 4.400 km). Qual das seguintes descrições melhor representa o que você vê?
   *a.* Uma cordilheira triangular composta de um único pico alto
   *b.* Uma cordilheira com orientação leste-oeste composta de dúzias de picos altos
   *c.* Uma cordilheira com orientação norte-sul composta de picos altos e picos menores em torno das bordas
   *d.* Uma cordilheira circular fechada em torno de um amplo domo central

3. Do Himalaia, vá para um dos locais mais profundos da superfície da Terra digitando "Challenger Deep" no painel de busca. O GE deve levá-lo imediatamente para o mar, na costa das Filipinas. Use a ferramenta de medição "*linha*" do GE para determinar a distância superficial horizontal aproximada entre as duas localizações. Qual é a distância[10]?
   *a.* 6.300 km
   *b.* 2.200 km
   *c.* 185.000 km
   *d.* 75.500 km

4. Diminua o *zoom* da Depressão Challenger até uma altitude de visão de 4.200 km. Observe a superfície única que conecta a Depressão Challenger até regiões profundas do oceano neste local. Como você descreveria essa feição em larga escala?
   *a.* A Depressão Challenger é parte de uma cadeia submarina com uma orientação aproximadamente norte-sul.
   *b.* A Depressão Challenger é parte de uma trincheira arqueada no fundo do Oceano Pacífico que se inclina quase a leste-oeste nesta localização.
   *c.* A Depressão Challenger é a porção mais profunda de uma enorme planície, quase plana, próxima à região mediana do Oceano Pacífico.
   *d.* A Depressão Challenger está no topo de um vulcão submarino que se estende bem acima do assoalho do Oceano Pacífico.

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Usando a resposta da Questão 1 e movendo o cursor para observar a profundidade máxima da Depressão Challenger abaixo do nível médio do mar, calcule a diferença total aproximada de elevação entre as duas localizações. Qual dos números abaixo chega mais próximo a essa diferença?
   *a.* 14.000 m
   *b.* 20.000 m
   *c.* 18.000 m
   *d.* 26.000 m

## *RESUMO*

***O que é Geologia?*** A Geologia é a ciência que trata da Terra – sua história, sua composição e estrutura interna e suas feições superficiais.

***Como os geólogos estudam a Terra?*** Os geólogos, como outros cientistas, utilizam o método científico. Eles elaboram e testam hipóteses, que são tentativas de explicações para fenômenos naturais com base em observações e experimentos. Eles compartilham os dados que obtiveram e verificam mutuamente suas hipóteses. Um conjunto coerente de hipóteses que sobreviveu a repetidos desafios constitui uma teoria. Hipóteses e teorias podem ser combinadas em um modelo científico que representa um sistema ou processo natural. A credibilidade cresce nas hipóteses, teorias e modelos que resistem repetidamente aos testes e são capazes de predizer os resultados de novas observações ou experimentos.

***Qual é a forma da Terra?*** A forma geral da Terra é uma esfera, com raio médio de 6.370 km, que é levemente abaulada no equador e um pouco achatada nos polos, devido à rotação do planeta. Sua topografia varia em cerca de 20 km do ponto mais alto ao mais baixo da superfície. As elevações podem ser divididas em dois grupos: 0 a 1 km acima do nível do mar sobre a maioria dos continentes e 4 a 5 km abaixo do nível do mar em grande parte das bacias oceânicas.

***Quais são as principais camadas da Terra?*** O interior da Terra é dividido em camadas concêntricas de diferentes composições, separadas por limites nítidos, quase esféricos. A camada externa é a crosta, composta principalmente de rocha silicática, cuja espessura varia de cerca de 40 km no caso da crosta continental até cerca de 7 km para a crosta oceânica. Abaixo da crosta está o manto, uma casca espessa de rocha silicática mais densa que se estende até o limite núcleo-manto, a uma profundidade de aproximadamente 2.890 km. O núcleo, composto basicamente de ferro e níquel, é dividido em duas camadas: um núcleo externo líquido e um núcleo interno sólido, separados por um limite a uma profundidade de 5.150 km. Saltos de densidade entre essas camadas são essencialmente causados por diferenças de composição química.

***Como fazemos para estudar a Terra como um sistema de componentes interativos?*** Quando tentamos entender um sistema complexo como a Terra, frequentemente consideramos que é mais simples fragmentá-lo em vários subsistemas (chamados de geossistemas). Este livro concentra-se nos três principais geossistemas globais: o sistema climático, que envolve interações controladas entre a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a biosfera e a litosfera; o sistema das placas tectônicas, que envolve interações entre os componentes sólidos da Terra; e o geodínamo, que envolve interações dentro do núcleo da Terra. O sistema climático é controlado pelo calor do Sol, ao passo que o sistema das placas tectônicas e o geodínamo são controlados pelo motor térmico interno da Terra.

***Quais são os elementos básicos da tectônica de placas?*** A litosfera é fragmentada em cerca de 12 grandes placas. Governadas pela convecção do manto, as placas movem-se ao longo da superfície da Terra com taxas de alguns centímetros por ano. Cada placa atua como uma unidade rígida distinta, arrastando-se sobre a astenosfera, a qual também está em movimento. O material quente do manto ascende dos limites onde as placas se formam e se separam, resfriando-se e solidificando-se à medida que se afasta desse limite divergente. Por fim, a maior parte dele afunda de volta ao manto nos limites onde as placas convergem.

***Quais são os principais eventos da história da Terra?*** A Terra formou-se como planeta há 4,56 bilhões de anos. Rochas com até 4,3 bilhões de anos foram preservadas na sua crosta. A água líquida existia na superfície terrestre há cerca de 3,8 bilhões de anos. Rochas com idade de cerca de 3,5 bilhões de anos são provas de um campo magnético, e a evidência mais antiga de vida foi encontrada em rochas de mesma idade. Há cerca de 2,7 bilhões de anos, a quantidade de oxigênio na atmosfera estava aumentando devido à produção de oxigênio por organismos primitivos, e, por volta de 2,5 bilhões de anos atrás, grandes massas continentais formaram-se. Os animais apareceram repentinamente há cerca de 600 milhões de anos, diversificando-se rapidamente em uma grande explosão evolutiva. A subsequente evolução da vida foi marcada por uma série de extinções em massa, a última delas causada pelo impacto de um grande bólido há 65 milhões de anos. Nossa espécie, *Homo sapiens*, apareceu pela primeira vez há cerca de 200 mil anos[11].

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

astenosfera (p. 16)
campo magnético (p. 16)
clima (p. 15)
convecção (p. 16)
crosta (p. 11)
fóssil (p. 18)
geodínamo (p. 17)
Geologia (p. 2)
geossistema (p. 15)
litosfera (p. 16)
manto (p. 10)
método científico (p. 2)
núcleo (p. 10)
núcleo externo (p. 12)
núcleo interno (p. 12)
onda sísmica (p. 10)
princípio do uniformitarismo (p. 6)
registro geológico (p. 5)
sistema de placas tectônicas (p. 16)
sistema do clima (p. 15)
sistema Terra (p. 14)
topografia (p. 7)

## EXERCÍCIOS

1. Ilustre as diferenças entre uma hipótese, uma teoria e um modelo com alguns exemplos deste capítulo.
2. Dê um exemplo de como o modelo da forma esférica da Terra, desenvolvido por Eratóstenes, pode ser testado de forma experimental.
3. Dê duas razões de por que a forma da Terra não é uma esfera perfeita.
4. Se você criasse um modelo da Terra com 10 cm de raio, que altura teria o Monte Everest acima do nível do mar?
5. Acredita-se que o impacto de um grande bólido há 65 milhões de anos tenha causado a extinção de metade das espécies da Terra, inclusive todos os dinossauros. Esse evento invalida o princípio do uniformitarianismo? Explique sua resposta.
6. Como a composição química da crosta terrestre difere daquela do manto? E daquela do núcleo?
7. Explique como o núcleo externo da Terra pode ser líquido se o manto é sólido.
8. Qual é a diferença entre os termos *tempo* e *clima*? Expresse a relação entre clima e tempo usando exemplos de sua própria experiência.
9. O manto da Terra é sólido, mas é submetido à convecção como parte do sistema das placas tectônicas. Explique por que essas afirmações não são contraditórias.

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Como a ciência difere da religião como forma de entender o mundo?
2. Imagine que você é um guia turístico em uma jornada da superfície da Terra até seu centro. Como você descreveria o material que o grupo de turistas encontra à medida que desce cada vez mais? Por que a densidade do material está sempre aumentando proporcionalmente à profundidade?
3. Como a visão da Terra como um sistema de componentes interativos ajuda a entender nosso planeta? Dê um exemplo de interação entre dois ou mais geossistemas que poderiam afetar o registro geológico.
4. De que formas gerais o sistema do clima, o sistema das placas tectônicas e o geodínamo são semelhantes? Em que eles são diferentes?
5. Nem todos os planetas têm um geodínamo. Por que não? Se a Terra não tivesse um campo magnético, o que poderia ser diferente em nosso planeta?
6. Com base no material apresentado neste capítulo, o que podemos dizer sobre há quanto tempo os três principais geossistemas globais começaram a operar?
7. Se nenhuma teoria pode ser comprovada por completo, por que quase todos os geólogos acreditam na teoria da evolução de Darwin?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] O termo "geologia" surgiu pela primeira vez na obra do professor Ulisse Aldrovandi, da Universidade da Bolonha (Itália), em 1603. Além de introduzir essa nova ciência, ele propôs o modelo dos modernos museus de História Natural, das viagens naturalistas e do papel da ilustração científica no conhecimento do mundo.

[2] A área do Texas (692.408 $km^2$) equivale, aproximadamente, à soma das áreas de Minas Gerais (587.172 $km^2$) e de quase a metade do Estado de São Paulo, cuja área total é de 247.892 $km^2$.

[3] Siena ou "Siene", em grego, é a atual cidade de Assuã, situada no Sul do Egito, a 950 km do Cairo.

[4] Este limite é conhecido como descontinuidade de Gutenberg.

[5] O conceito de *geossistema* foi criado por Sotchava, na década de 1960, e posteriormente sistematizado por Bertrand, cujas obras foram traduzidas e introduzidas no meio científico brasileiro na década seguinte. Ver Sotchava, V. B. 1977. *O estudo de geossistemas.* São Paulo: Instituto de Geografia da USP; Bertrand, G. 1972. *Paisagem e Geografia Física global: esboço metodológico.* São Paulo: Instituto de Geografia da USP; e, também, Monteiro, C. A. F. 2000. *Geossistemas: a história de uma procura*. São Paulo: Contexto/IGEAUSP.

[6] Embora os autores tenham simplificado para fins didáticos, o mecanismo de aquecimento de uma estufa é diferente daquele proporcionado pelos gases de efeito estufa na atmosfera. Enquanto a estufa aquece pela convecção (o ar próximo à superfície aquece-se, ascende e fica aprisionado no recinto), a atmosfera é aquecida pelos gases de efeito estufa que absorvem e emitem radiação infra-vermelha.

[7] Os autores referem-se apenas ao *Homo sapiens sapiens* moderno. O *Homo habilis*, a primeira espécie humana, surgiu há cerca de 2,8 milhões de anos, na África.

[8] Os autores referem-se ao filme *Assassinato no Expresso Oriente*.

[9] O *Google Earth* pode ser instalado em português. Nesse caso, a ferramenta de busca aceita topônimos em português. Porém, para alguns topônimos ou exemplos relacionados neste livro, a busca deverá ser feita em inglês. Neste caso, não haverá a tradução do topônimo. No exercício 3 da página 21, não traduzimos "Challenger Deep" (Depressão Challenger), pois o GE somente reconhece esse topônimo em inglês.

[10] Escolha a resposta que mais se aproxima da medida obtida em seu exercício. É possível haver diferenças devido às escalas distintas utilizadas em sua medição e a dos autores.

[11] Os autores referem-se ao *Homo sapiens sapiens* moderno. A espécie humana surgiu há 2,8 Ma.

# 2

# Tectônica de Placas: A Teoria Unificadora

A descoberta da tectônica de placas ■ 26
As placas e seus limites ■ 29
Velocidade das placas e história dos movimentos ■ 37
A grande reconstrução ■ 42
Convecção do manto: o mecanismo motor da tectônica de placas ■ 48
A teoria da tectônica de placas e o método científico ■ 51

A litosfera – a camada mais externa, rígida e resistente da Terra – é fragmentada em cerca de 12 placas, que deslizam, convergem ou se separam umas em relação às outras à medida que se movem sobre a astenosfera, menos resistente e dúctil. As placas são criadas onde se separam e recicladas onde convergem, em um processo contínuo de criação e destruição. Os continentes, encravados na litosfera, migram junto com as placas em movimento.

A teoria da tectônica de placas descreve o movimento das placas e as forças atuantes entre elas. Explica também vulcões, terremotos e a distribuição de cadeias de montanhas, associações de rochas e estruturas no fundo do mar, que resultam de eventos nos limites de placa. A tectônica de placas fornece uma base conceitual para grande parte deste livro e, na verdade, também da Geologia.

**Este capítulo apresentará a teoria da tectônica de placas e como ela foi descoberta, descreverá os movimentos das placas hoje e no passado geológico e examinará como as forças que controlam o movimento das placas estão relacionadas com o sistema de convecção do manto.**

Monte Everest, no Nepal, a montanha mais alta do mundo, visto a partir de Kala Pattar. [Michael C. Klesius/National Geographic/Getty Images]

## A descoberta da tectônica de placas

Na década de 1960, uma grande revolução no pensamento sacudiu o mundo da Geologia. Por quase 200 anos, os geólogos desenvolveram diversas teorias *tectônicas* (do grego *tekton*, "construtor") – o termo geral que eles usaram para descrever a formação de montanhas, o vulcanismo, os terremotos e outros processos que formam feições geológicas na superfície da Terra. No entanto, até a descoberta da tectônica de placas, nenhuma teoria conseguia, isoladamente, explicar de modo satisfatório toda a variedade de processos geológicos. A Física teve uma revolução comparável no início do século XX, quando a teoria da relatividade unificou as leis físicas que governam o espaço, o tempo, a massa e o movimento. A Biologia também teve uma revolução comparável na metade do mesmo século, quando a descoberta do DNA permitiu aos biólogos explicar como os organismos transmitem as informações que controlam seu crescimento, desenvolvimento e funcionamento de geração a geração.

As ideias básicas da tectônica de placas foram reunidas como uma teoria unificada da Geologia há menos de 50 anos. A síntese científica que conduziu a essa teoria, no entanto, começou muito antes, ainda no século XX, com o reconhecimento das evidências da deriva continental.

## A deriva continental

***Tais mudanças nas partes superficiais do globo pareciam, para mim, improváveis de acontecer se a Terra fosse sólida até o centro. Desse modo, imaginei que as partes internas poderiam ser um fluido mais denso e de densidade específica maior que qualquer outro sólido que conhecemos, que assim poderia nadar no ou sobre aquele fluido. Assim, a superfície da Terra seria uma casca capaz de ser quebrada e desordenada pelos movimentos violentos do fluido sobre o qual repousa.***

(Benjamin Franklin, 1782, em uma carta para o geólogo Francês Abbé J. L. Giraud-Soulavie)

O conceito de **deriva continental** – movimentos de grande proporção dos continentes – existe há muito tempo. No final do século XVI e no século XVII, cientistas europeus notaram o encaixe do quebra-cabeça das linhas costeiras em ambos os lados do Atlântico, como se as Américas, a Europa e a África tivessem estado juntas em uma determinada época e, depois, se afastado por deriva. Ao final do século XIX, o geólogo austríaco Eduard Suess encaixou algumas das peças do quebra-cabeça e postulou que o conjunto dos continentes meridionais atuais formara, certa vez, um único continente gigante, chamado *Terra de Gondwana* (ou, simplesmente, *Gondwana*). Em 1915, Alfred Wegener, um meteorologista alemão que estava se recuperando de ferimentos sofridos na Primeira Guerra Mundial, escreveu um livro sobre a fragmentação e a deriva dos continentes. Nele, apresentou as similaridades marcantes entre as estruturas geológicas dos lados opostos do Atlântico (**Figura 2.1**). Nos anos seguintes, Wegener postulou um supercontinente, que

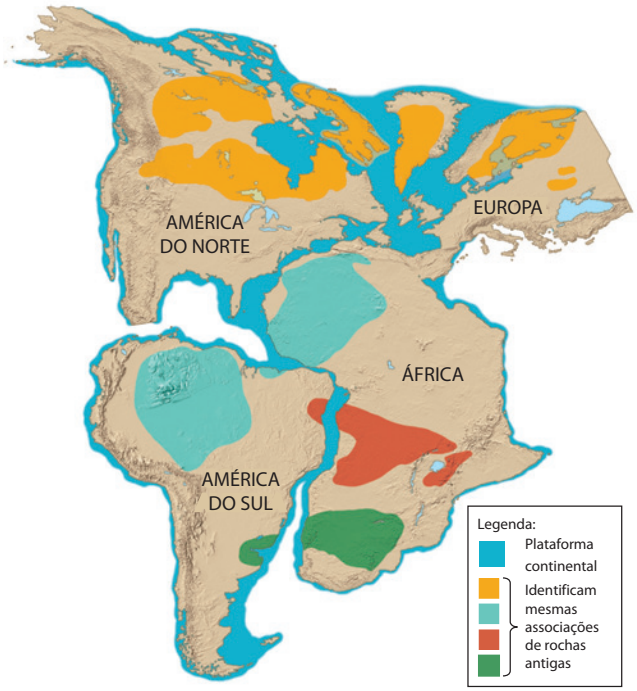



**FIGURA 2.1** ■ Os encaixes do quebra-cabeça dos continentes que bordejam o Oceano Atlântico construídos com base na teoria da deriva continental de Alfred Wegener. Em seu livro *The Origin of Continents and Oceans*, Wegener citou como evidência adicional a similaridade de feições geológicas nos lados opostos do Atlântico. O encaixe de rochas cristalinas muito antigas é mostrado em regiões adjacentes da América do Sul e da África, e da América do Norte e da Europa. [Encaixe geográfico a partir dos dados de E. C. Bullard; dados geológicos de P. M. Hurley]

denominou de **Pangeia**[1] (do grego "todas as terras"), que se fragmentou nos continentes como os conhecemos hoje.

Embora Wegener estivesse correto em afirmar que os continentes tinham se afastado por deriva, sua hipótese acerca de quão rápido eles se moviam e quais forças os empurravam na superfície terrestre mostrou-se errônea, como veremos, o que reduziu sua credibilidade entre outros cientistas. Após cerca de uma década de vigoroso debate, os físicos convenceram os geólogos de que as camadas externas da Terra eram muito rígidas para que a deriva continental ocorresse, o que fez com que as ideias de Wegener caíssem em descrédito, exceto entre uns poucos geólogos.

Wegener e os defensores da hipótese da deriva mostraram não apenas o encaixe geográfico, mas também as similaridades geológicas das idades das rochas e das orientações das estruturas geológicas nos lados opostos do Atlântico. Eles também apresentaram argumentos, aceitos até hoje como boas evidências da deriva, baseados em fósseis e dados climatológicos. Por exemplo, fósseis do réptil *Mesosaurus*, com idade de 300 milhões de anos, foram encontrados na América do Sul e na África, mas em nenhum outro lugar, sugerindo que os dois continentes estavam contínguos quando o *Mesosaurus* estava vivo (**Figura 2.2**). Os animais e as plantas dos diferentes continentes mos-

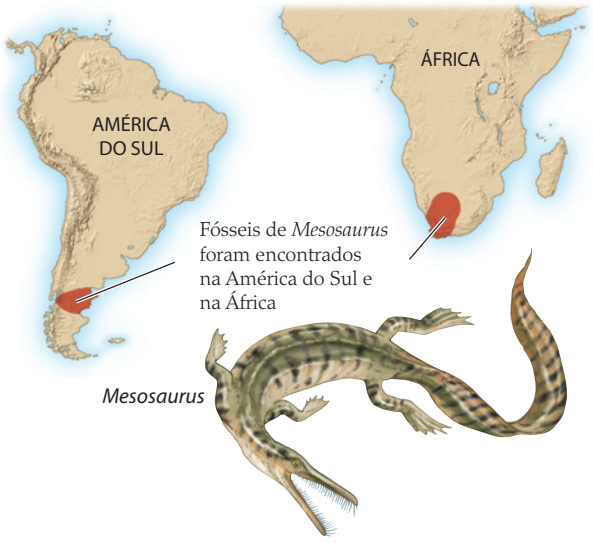



**FIGURA 2.2** ■ Fósseis do réptil *Mesosaurus*, com idade de 300 milhões de anos, foram encontrados apenas na América do Sul e na África. Se o *Mesosaurus* pudesse atravessar o Oceano Atlântico Sul nadando, poderia ter cruzado outros oceanos e se espalhado mais amplamente. O fato de ele não ter se espalhado sugere que a América do Sul e a África estavam conectadas naquele tempo. [Fonte: A. Hallam, "Continental Drift and the Fossil Record", *Scientific American* (November 1972): 57-66]

traram similaridades na evolução até o tempo postulado para a fragmentação. Posteriormente, seguiram caminhos evolutivos divergentes, devido ao isolamento e às mudanças ambientais das massas continentais em separação. Além disso, depósitos associados com geleiras que existiam há cerca de 300 milhões de anos estão agora distribuídos na América do Sul, na África, na Índia e na Austrália. Se os continentes meridionais fossem reunidos para formar a Terra de Gondwana próximo ao Polo Sul, uma única geleira poderia explicar todos os depósitos glaciais.

## Expansão do assoalho oceânico

A evidência geológica não convenceu os céticos, os quais mantiveram que a deriva continental era fisicamente impossível. Ninguém havia proposto, ainda, uma força motora plausível que pudesse ter fragmentado a Pangeia e separado os continentes. Wegener, por exemplo, pensava que os continentes flutuavam como barcos sobre a crosta oceânica sólida, arrastados pelas forças das marés, do sol e da lua. Porém, sua hipótese foi rapidamente rejeitada porque pode ser demonstrado que as forças da maré são fracas demais para mover continentes.

A mudança revolucionária ocorreu quando os cientistas deram-se conta de que a convecção do manto da Terra (discutida no Capítulo 1) poderia empurrar e puxar os continentes à parte, formando uma nova crosta oceânica, por meio do processo de **expansão do assoalho oceânico**[2]. Em 1928, o geólogo britânico Arthur Holmes propôs que as correntes de convecção "arrastaram as duas metades do continente original à parte, com consequente formação de montanhas na borda, onde as correntes estão descendo, e desenvolvimento de assoalho oceânico no lugar da abertura, onde as correntes estão ascendendo". No entanto, muitos ainda argumentavam que a crosta e o manto da Terra são rígidos e imóveis, e Holmes admitiu que "ideias puramente especulativas desse tipo, especialmente inventadas para atender certas postulações, podem não ter valor científico até que adquiram o suporte de evidências independentes".

Essas evidências emergiram como um resultado da intensa exploração do fundo oceânico ocorrida após a Segunda Guerra Mundial. O geólogo marinho Maurice "Doc" Ewing demonstrou que o fundo oceânico do Atlântico é composto de basalto novo, e não de granito antigo, como alguns geólogos haviam pensado (**Figura 2.3**). Além disso,

**FIGURA 2.3** ■ Esta foto, tirada no verão de 1947, mostra Maurice "Doc" Ewing (*centro*) sorrindo de alegria enquanto olha para um pedaço de basalto novo dragado das profundezas do Oceano Atlântico pelo navio de pesquisa *Atlantis I*. À esquerda está Frank Press, que iniciou a série de livros de Geologia que inclui este. [Cortesia de Lamont-Doherty Earth Observatory, The Earth Institute at Columbia University.]

**FIGURA 2.4** ■ O assoalho oceânico do Atlântico Norte, mostrando os vales em rifte em forma de fendas ao longo do centro da Dorsal Mesoatlântica e os terremotos associados (pontos pretos).

o mapeamento de uma cadeia submarina de montanhas chamada Dorsal Mesoatlântica[3] levou à descoberta de um vale profundo na forma de fenda, ou rifte,[4] estendendo-se ao longo de seu centro (**Figura 2.4**). Dois dos geólogos que mapearam essa feição foram Bruce Heezen e Marie Tharp, colegas de Doc Ewing na Universidade de Columbia (**Figura 2.5**).“Achei que poderia ser um vale em rifte”, Tharp disse anos mais tarde. A princípio, Heezen descartou a ideia por ser “conversa de menina”, mas logo descobriram que quase todos os terremotos no Oceano Atlântico ocorreram próximos ao rifte, confirmando o palpite de Tharp. Uma vez que a maioria dos terremotos é gerada por falhamento tectônico, esses resultados indicaram que o rifte era uma feição tectonicamente ativa. Outras dorsais mesoceânicas com formas e atividade sísmica similares foram encontradas nos oceanos Pacífico e Índico.

No início da década de 1960, Harry Hess, da Universidade de Princeton, e Robert Dietz, da Instituição Scripps de Oceanografia,[5] propuseram que a crosta separa-se

**FIGURA 2.5** ■ Marie Tharp e Bruce Heezen inspecionam um mapa do assoalho oceânico. A descoberta que fizeram sobre riftes tectonicamente ativos nas dorsais mesoatlânticas forneceu evidências importantes da expansão do assoalho oceânico. [Instituto Terra da Universidade de Columbia]

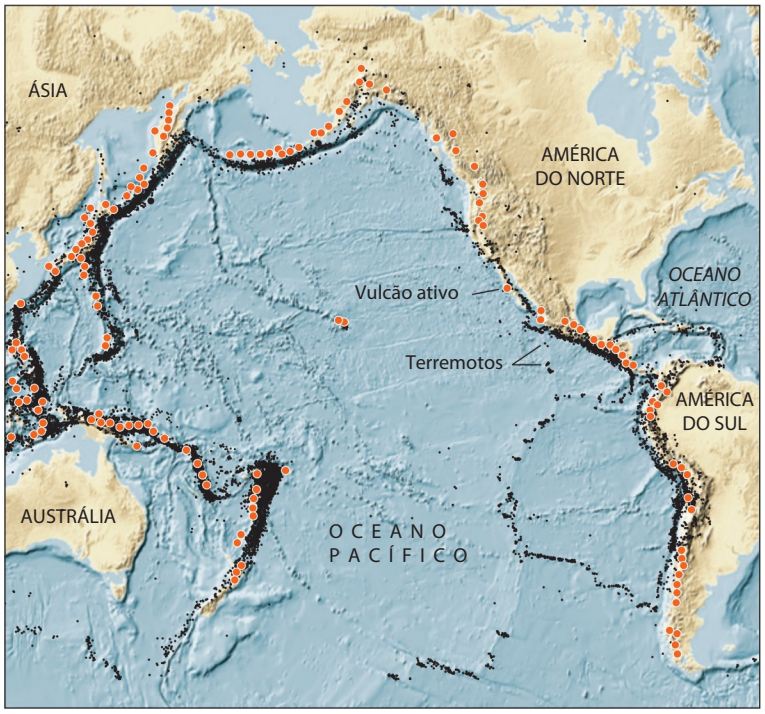



**FIGURA 2.6** ■ O Círculo de Fogo do Pacífico, com seus vulcões ativos (círculos vermelhos grandes) e terremotos frequentes (círculos pretos pequenos), marca os limites de placas convergentes onde a litosfera oceânica está sendo reciclada.

ao longo de riftes nas dorsais mesoceânicas e que o novo fundo oceânico forma-se pela ascensão de uma nova crosta quente nessas fraturas. O novo assoalho oceânico – na verdade, o topo da nova litosfera criada – expande-se lateralmente a partir do rifte e é substituído por uma crosta ainda mais nova, em um processo contínuo de formação de placa.

## A grande síntese: 1963-1968

A hipótese de expansão do assoalho oceânico apresentada por Hess e Dietz explicou como os continentes poderiam separar-se por meio da criação de uma nova litosfera em riftes mesoceânicos. Mas também suscitou outra questão: o assoalho oceânico e sua litosfera subjacente poderiam ser destruídos e reciclados, retornando ao interior da Terra? Do contrário, a área da superfície terrestre deveria ter aumentado ao longo do tempo. Por algum tempo, no início da década de 1960, alguns físicos e geólogos, inclusive Heezen, realmente acreditaram na ideia de uma Terra em expansão. Outros geólogos reconheceram que o assoalho oceânico estava na verdade sendo reciclado. Eles estavam convencidos de que isso estava ocorrendo nas diversas regiões de intensa atividade vulcânica e sísmica ao longo das margens da bacia do Oceano Pacífico, conhecidas coletivamente como Círculo de Fogo (**Figura 2.6**). Os detalhes desse processo, todavia, permaneceram obscuros.

Em 1965, o geólogo canadense J. Tuzo Wilson descreveu, pela primeira vez, a tectônica em torno do globo em termos de placas rígidas movendo-se sobre a superfície terrestre. Ele caracterizou os três tipos básicos de limites onde as placas separam-se, aproximam-se ou deslizam lateralmente uma em relação à outra. Logo após, outros cientistas mostraram que quase todas as deformações tectônicas atuais – o processo pelo qual as forças tectônicas exercem pregueamento, falhamento, cisalhamento ou compressão sobre as rochas – estão concentradas nesses limites. Eles mediram as taxas e as direções dos movimentos tectônicos e demonstraram que os mesmos eram matematicamente consistentes com o sistema de placas rígidas movendo-se na superfície esférica do planeta.

Os elementos básicos da teoria da **tectônica de placas** foram estabelecidos ao final de 1968. Por volta de 1970, as evidências da tectônica de placas tornaram-se tão persuasivas que quase todos os geocientistas adotaram-na. Os livros-texto foram revisados e especialistas começaram a considerar as implicações do novo conceito em seus campos de atuação.

## As placas e seus limites

De acordo com a teoria da tectônica de placas, a litosfera rígida não é uma capa contínua, mas está fragmentada em um mosaico de cerca de uma dúzia de grandes placas rígidas que estão em movimento sobre a superfície terrestre (**Figura 2.7**). Cada placa move-se como uma unidade distinta, cavalgando sobre a astenosfera, que também está em movimento. A maior é a Placa do Pacífico,[6] que compreende a maior parte da bacia do Oceano Pacífico. Algumas das placas recebem o nome dos continentes que elas contêm, porém, em nenhum caso uma placa é idêntica a um continente. A Placa da América do Norte, por exemplo, estende-se desde a costa oeste da América do Norte até o meio do Oceano Atlântico, onde se limita com as Placas da Eurásia e da África.

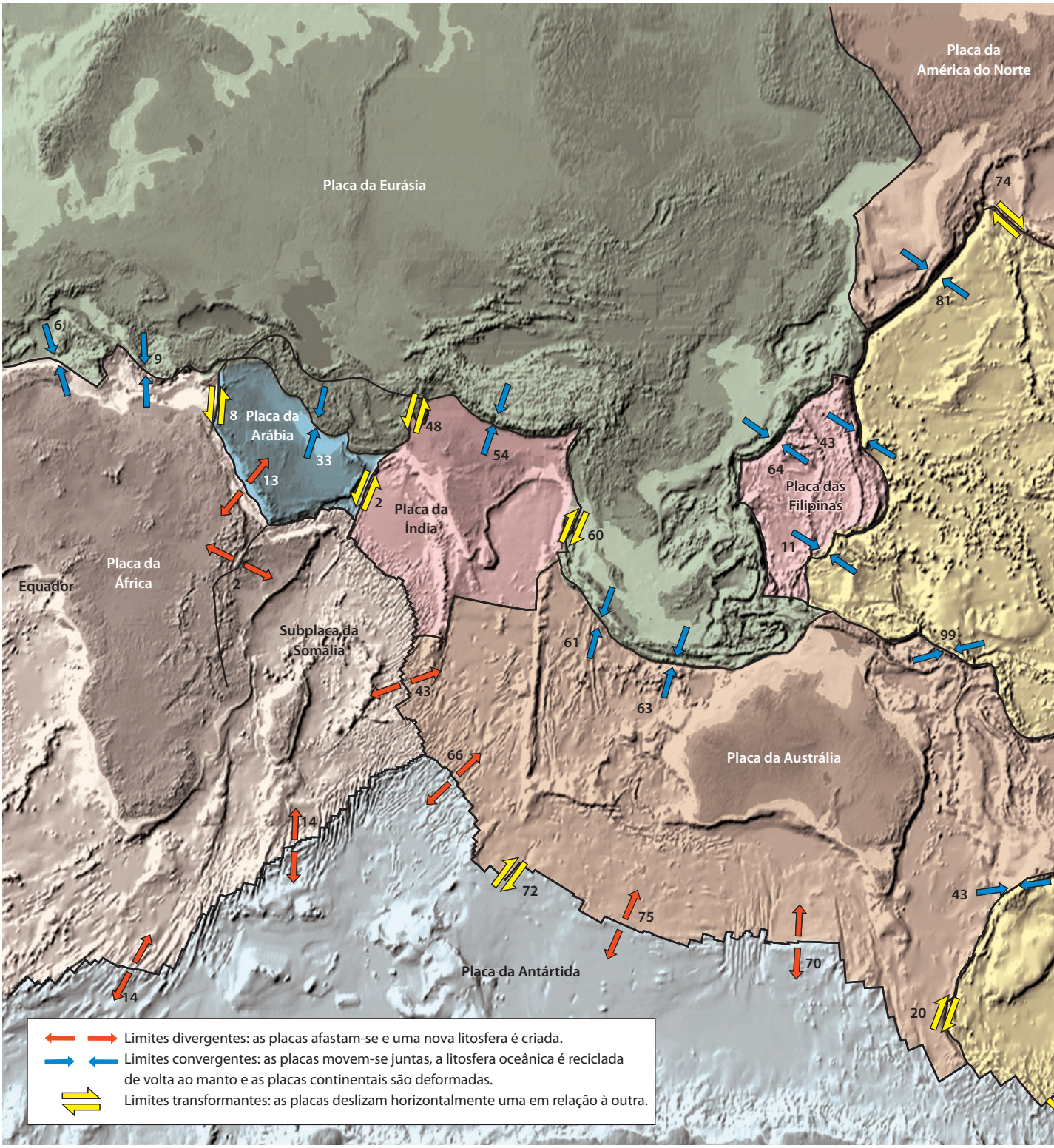
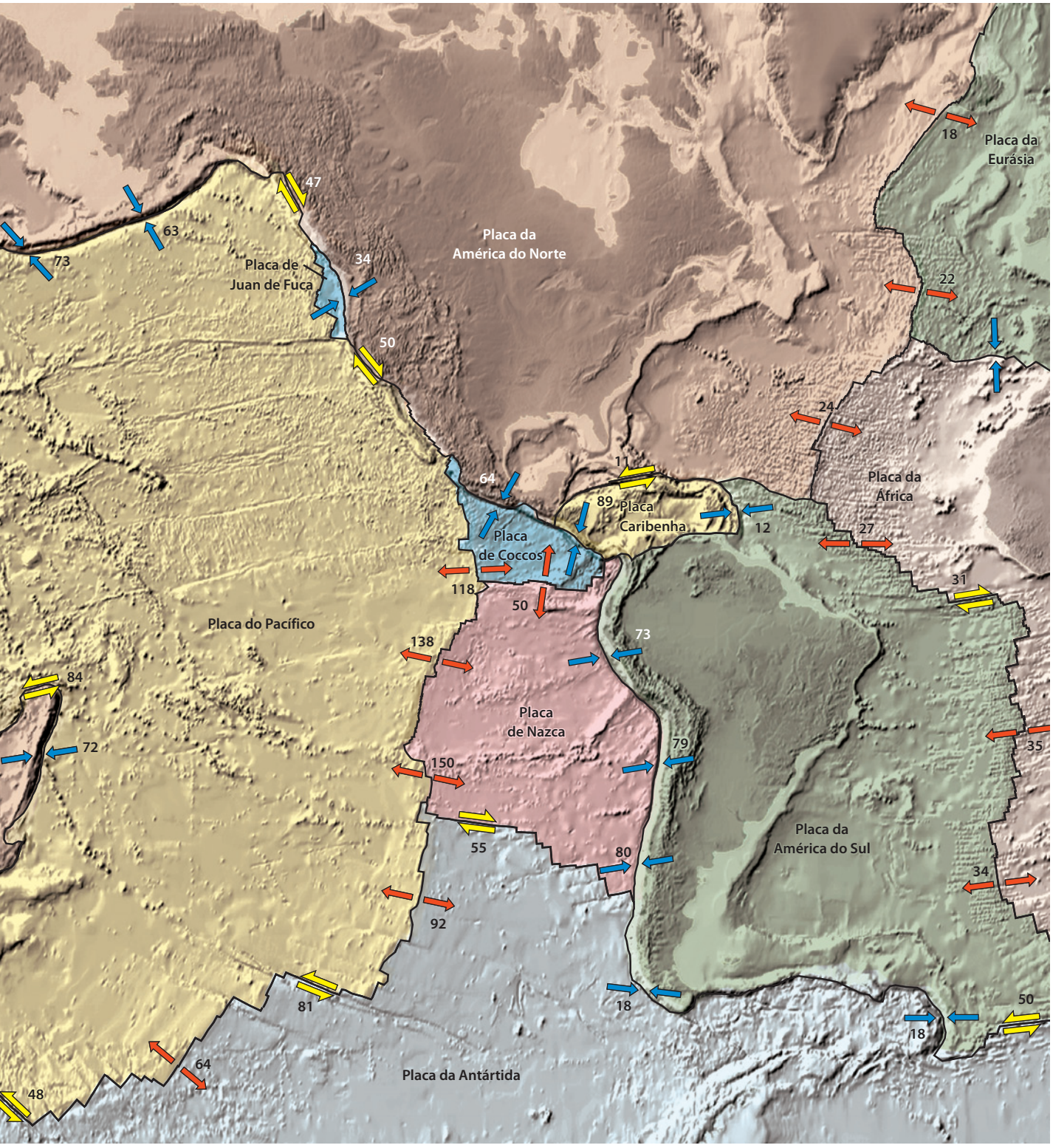



**FIGURA 2.7** ■ A superfície terrestre é um mosaico de cerca de 12 grandes placas, bem como um número de placas menores, de litosfera rígida, que se movem lentamente sobre a astenosfera dúctil. Somente uma das placas menores – a Placa Juan de Fuca, na costa oeste da América do Norte – é mostrada neste mapa. As setas mostram o movimento relativo das duas placas em um ponto de seus limites. Os números próximos a elas indicam as velocidades relativas das placas em mm/ano. [Limite de placas por Peter Bird, UCLA]


Placa da Eurásia
18
Placa da América do Norte
47
63
73
Placa de Juan de Fuca
34
50
22
24
11
64
89
Placa Caribenha
12
Placa da África
27
Placa de Coccos
118
50
31
Placa do Pacífico
138
73
84
72
Placa de Nazca
150
79
35
55
80
Placa da América do Sul
34
92
81
18
50
18
64
Placa da Antártida
48

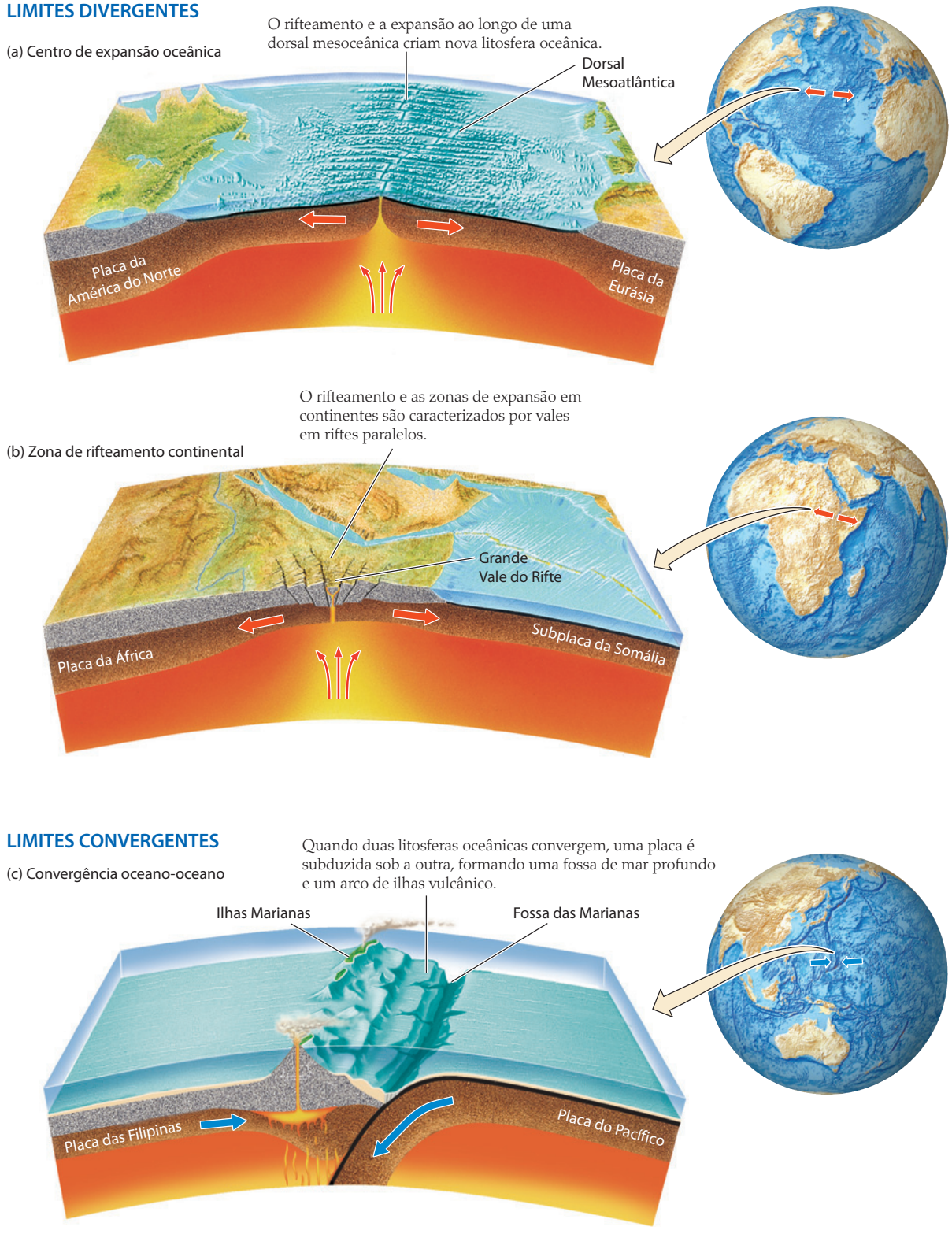
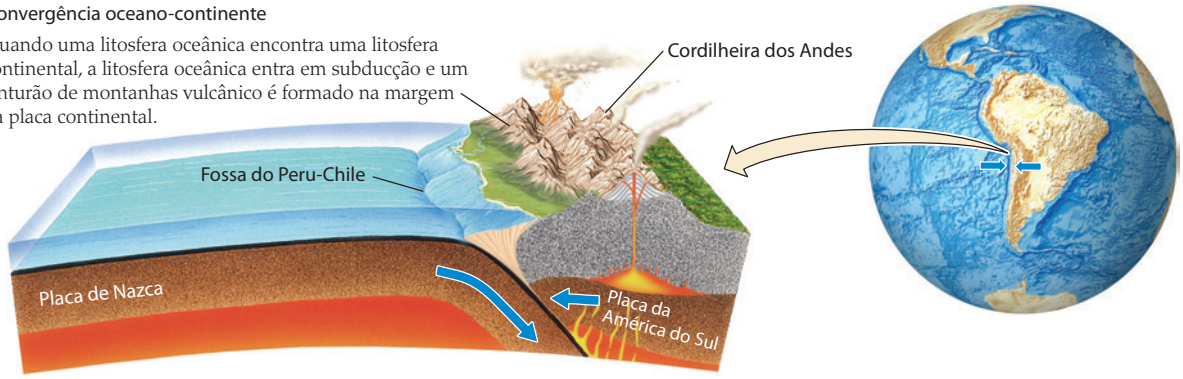



**FIGURA 2.8** ■ As interações de placas litosféricas nos limites dependem da direção relativa do movimento de placas e do tipo de litosfera envolvido.

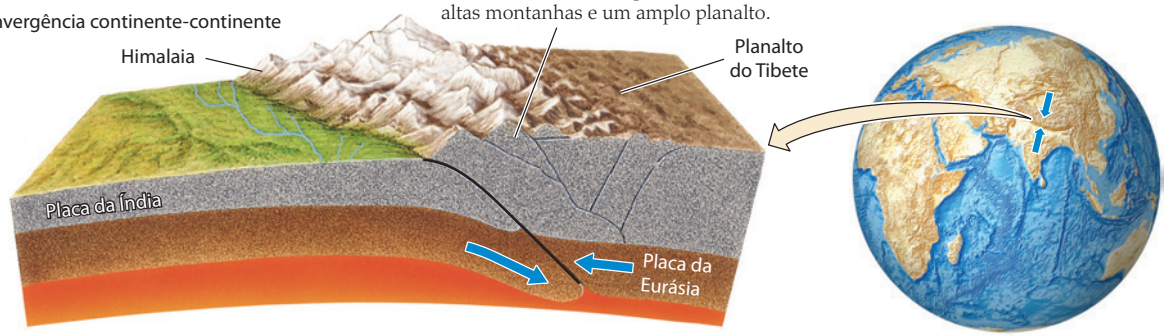
(d) Convergência oceano-continente

Quando uma litosfera oceânica encontra uma litosfera continental, a litosfera oceânica entra em subducção e um cinturão de montanhas vulcânico é formado na margem da placa continental.




(e) Convergência continente-continente

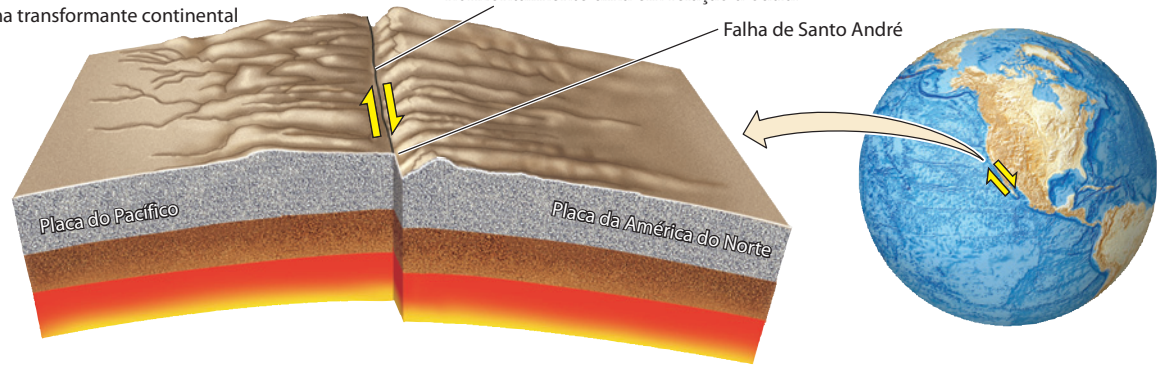
Quando dois continentes convergem, a crosta é amassada e espessada, formando altas montanhas e um amplo planalto.




## LIMITES DE FALHAS TRANSFORMANTES

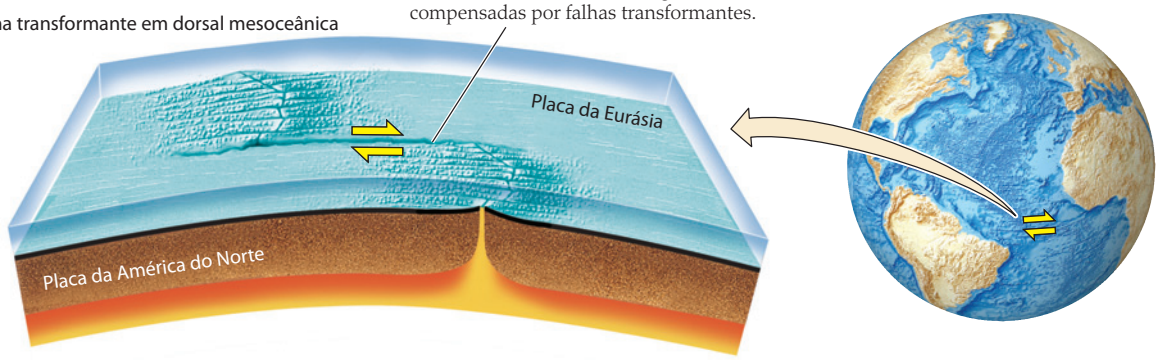
(f) Falha transformante continental

Nas falhas transformantes, as placas deslocam-se horizontalmente uma em relação à outra.




(g) Falha transformante em dorsal mesoceânica

As dorsais mesoceânicas são geralmente compensadas por falhas transformantes.



Além das placas maiores, existe uma série de outras menores. Um exemplo é a minúscula Placa de Juan de Fuca, um pedaço da litosfera oceânica aprisionado entre as gigantes placas do Pacífico e da América do Norte, na costa noroeste dos Estados Unidos. Outras são fragmentos continentais, como a pequena Placa da Anatólia, que inclui a maior parte da Turquia.

Se você quer ver a tectônica de placas em ação, visite um limite de placa. Dependendo de qual você for ver, encontrará terremotos, vulcões, montanhas, riftes estreitos e longos, pregueamento, falhamento, etc. Muitas feições geológicas desenvolvem-se por meio da interação das placas em seus limites.

Há três tipos básicos de limites de placas (**Figura 2.8**), todos definidos pela direção do movimento das placas uma em relação à outra:

- Em **limites divergentes**, as placas afastam-se e uma nova litosfera é criada (a área da placa aumenta).
- Em **limites convergentes**, as placas juntam-se e uma delas é reciclada, retornando ao manto (a área da placa diminui).
- Em **limites transformantes**, as placas deslizam horizontalmente uma em relação à outra (a área da placa permanece constante).

Como em muitos modelos da natureza, os três tipos de limites de placa são idealizados. Além desses três tipos básicos, existem limites "oblíquos", que combinam divergência ou convergência com alguma quantidade de falhamento transformante. Ainda, o que de fato acontece em um limite de placa depende do tipo de litosfera envolvida, porque as litosferas oceânica e continental comportam-se de modo um tanto diferente. A crosta continental é formada de rochas que são mais leves e menos resistentes que a crosta oceânica ou o manto abaixo da crosta (ver Figura 1.11). Os capítulos posteriores irão examinar essa diferença composicional em mais detalhe, mas, por enquanto, é necessário ter em mente apenas duas consequências:

1. Por ser mais leve, a crosta continental não é tão facilmente reciclada para o manto como a crosta oceânica.
2. Como a crosta continental é menos resistente, os limites de placa que a envolvem tendem a ser mais espalhados e complicados que os limites das placas oceânicas.

## Limites divergentes

Os limites divergentes são locais onde as placas se separam. Os limites divergentes dentro das bacias oceânicas são riftes estreitos que se aproximam da idealização da tectônica de placas. A divergência dentro dos continentes geralmente é mais complicada e distribuída sobre uma área mais larga. Essa diferença é ilustrada nas Figuras 2.8a e 2.8b.

**SEPARAÇÃO DE PLACAS NOS OCEANOS** No fundo do mar, o limite entre as placas em separação é marcado por uma **dorsal mesoceânica**, uma cadeia submarina de montanhas que exibe terremotos, vulcanismo e rifteamento causados por forças extensionais (estiramento) de convecção do manto que estão puxando as duas placas à parte. O assoalho oceânico separa-se à medida que a rocha quente derretida, chamada *magma*, sobe pelos riftes para formar uma nova crosta oceânica. A Figura 2.8a mostra o que acontece em um desses **centros de expansão** na Dorsal Mesoatlântica, onde as placas da América do Norte e da Eurásia estão separando-se. (Um retrato mais detalhado da Dorsal Mesoatlântica foi mostrado na Figura 2.4.) A ilha da Islândia expõe um segmento da Dorsal Mesoatlântica, que em outras circunstâncias está submersa, fornecendo aos geólogos uma oportunidade de observar diretamente o processo de separação de placas e de expansão do fundo oceânico (**Figura 2.9**). A Dorsal Mesoatlântica é discernível no Oceano Ártico, ao norte da Islândia, e conecta-se a um sistema de dorsais mesoceânicas que quase circunda o globo e serpenteia através dos oceanos Índico e Pacífico, terminando ao longo da costa oeste da América do Norte. Esses centros de expansão originaram os milhões de quilômetros quadrados de crosta oceânica que são atualmente o assoalho de todos os oceanos.

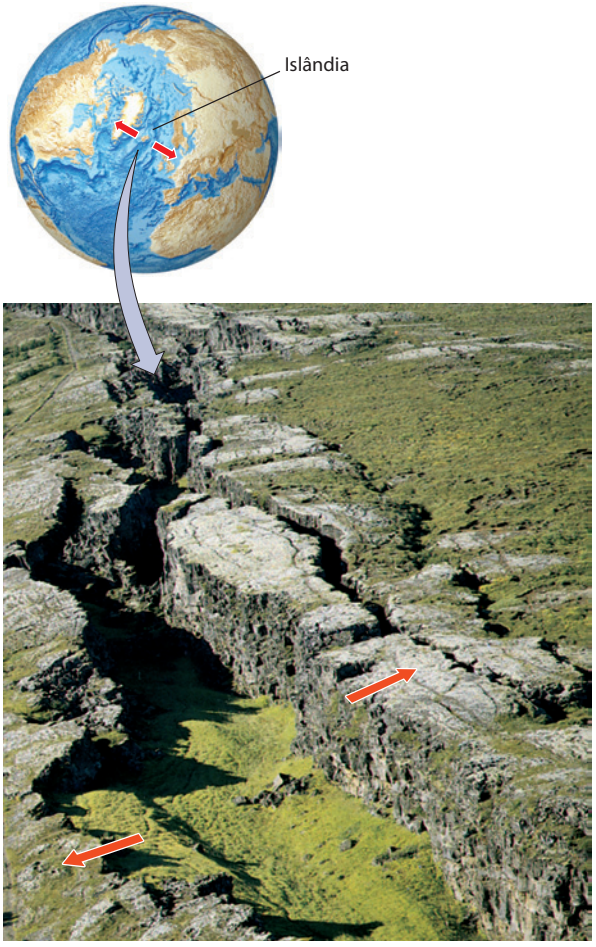



**FIGURA 2.9** ■ A Dorsal Mesoatlântica, um limite de placa divergente, aflora acima do nível do mar na Islândia. O vale em rifte com forma de fratura preenchido com rochas vulcânicas novas indica que as placas estão sendo afastadas. [Gudmundur E. Sigvaldason, Nordic Volcanological Institute]

**SEPARAÇÃO DE PLACAS NOS CONTINENTES** Os estágios iniciais da separação de placas, como o que forma o grande vale em Rifte do leste da África (Figura 2.8b), podem ser encontrados em alguns continentes. Esses limites divergentes são caracterizados por vales em rifte, atividade vulcânica e terremotos distribuídos sobre uma zona mais larga que a dos centros de expansão oceânicos. O Mar Vermelho e o Golfo da Califórnia são riftes que se encontram em um estágio mais avançado de expansão (**Figura 2.10**). Nesses casos, os continentes já se separaram o suficiente para que o novo assoalho oceânico pudesse ser formado ao longo do eixo de expansão e os vales em rifte fossem inundados pelo oceano.

Algumas vezes, o fendimento continental pode tornar-se mais lento ou parar antes de haver a separação do continente. O Vale do Reno, ao longo da fronteira da Alemanha e da França, no oeste da Europa, é um rifte continental fracamente ativo que pode ser este tipo de centro de expansão que "fracassou". Será que o rifte do leste africano vai continuar a abrir-se, levando a Subplaca Somaliana a separar-se completamente da África e formar uma nova bacia oceânica, como aconteceu entre a África e a ilha de Madagascar, ou irá o espalhamento tornar-se mais lento e finalmente parar, como parece estar acontecendo no oeste da Europa? Os geólogos não sabem as respostas.

## Limites convergentes

As placas litosféricas cobrem todo o globo, de modo que, se elas se separam em certo lugar, deverão convergir em outro, conservando, assim, a área da superfície terrestre. (Até onde pode ser averiguado, nosso planeta não está se expandindo!) Onde as placas colidem frontalmente, elas formam limites convergentes. A profusão de eventos geológicos resultantes da colisão de placas torna os limites convergentes os mais complexos observados na tectônica de placas.

**CONVERGÊNCIA OCEANO-OCEANO** Se as duas placas envolvidas são oceânicas, uma desce abaixo da outra em um processo conhecido como **subducção**[7] (Figura 2.8c). A litosfera oceânica da placa que está em subducção afunda na astenosfera e é por fim reciclada pelo sistema de convecção do manto. Esse encurvamento para baixo produz uma longa e estreita fossa de mar profundo. Na Fossa das Marianas, no oeste do Pacífico, o oceano atinge sua maior profundidade, de cerca de 11 km – mais que a altura do Monte Everest.

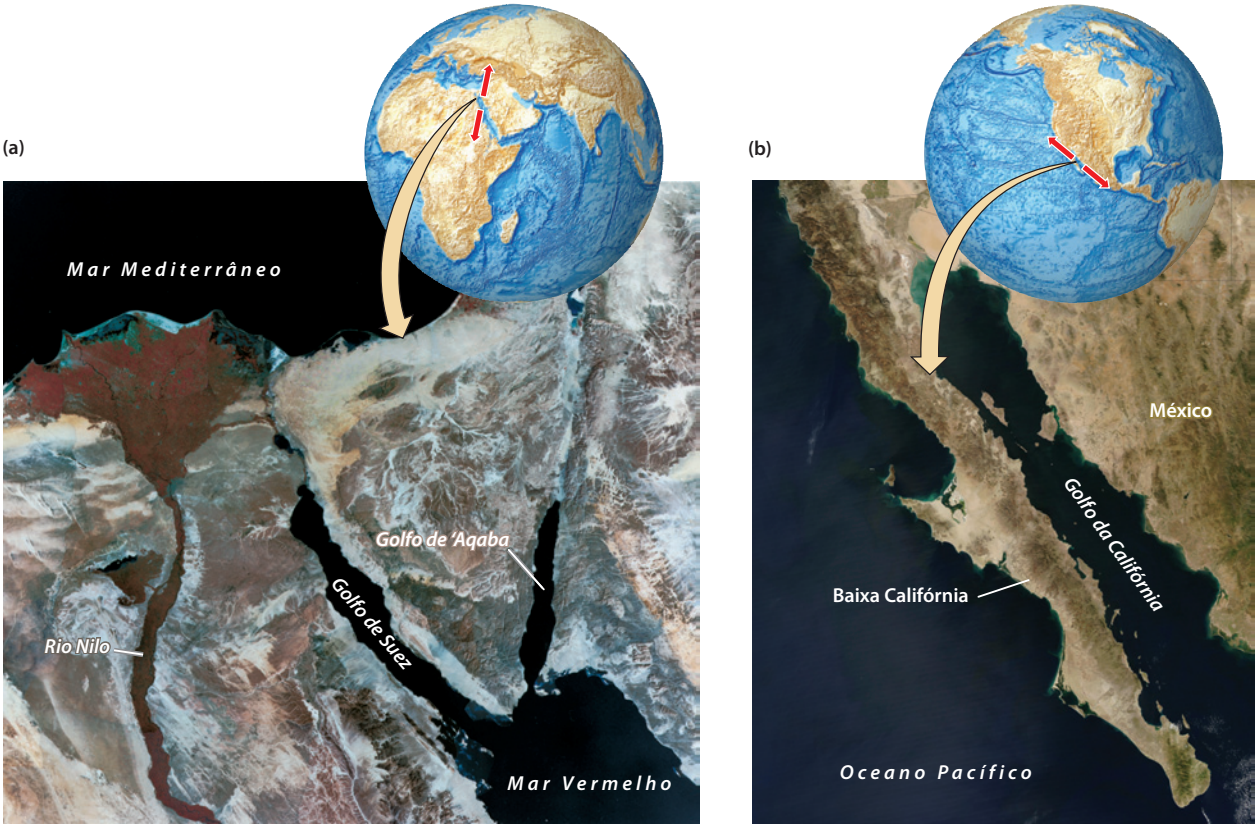



**FIGURA 2.10** ■ Fendimento de crosta continental. (a) A Placa da Arábia, à direita, está se movendo para o nordeste em relação à Placa da África, à esquerda, abrindo o Mar Vermelho (embaixo à direita). O Golfo de Suez é um rifte falhado que se tornou inativo há cerca de 5 milhões de anos. Ao norte do Mar Vermelho, a maioria do movimento de placa agora se dá por rifteamento e falhas transformantes ao longo do Golfo de 'Aqaba[8] e sua extensão norte. (b) A Baixa Califórnia, na Placa do Pacífico, está se movendo para o noroeste em relação à Placa da América do Norte, abrindo o Golfo da Califórnia entre a Baixa Califórnia e o continente mexicano. [(a) Earth Satellite Corporation; (b) Jeff Schmaltz, MODIS Rapid Response Team, NASA/GSFC]

À medida que a placa litosférica fria desce, a pressão aumenta; a água aprisionada nas rochas da crosta oceânica subduzida é "espremida" e ascende à astenosfera acima da placa. Esse fluido causa fusão do manto. O magma resultante produz uma cadeia de vulcões, denominada **arco de ilhas**,[9] atrás da fossa. A subducção da Placa do Pacífico formou as Ilhas Aleutas, a oeste do Alasca, que são vulcanicamente ativas, bem como os arcos de ilhas abundantes no oeste do Pacífico. Os terremotos que podem ocorrer em profundidades que chegam a até 690 km abaixo desses arcos de ilhas delineiam as placas frias da litosfera à medida que elas se afundam no manto.

**CONVERGÊNCIA OCEANO-CONTINENTE** Se uma placa tem uma borda continental, ela cavalga a placa oceânica, porque a crosta continental é mais leve e subduz mais dificilmente que a crosta oceânica (Figura 2.8d). A margem submersa do continente fica enrugada pela convergência, deformando a crosta continental e soerguendo rochas em um cinturão de montanhas aproximadamente paralelo à fossa de mar profundo. As enormes forças compressivas de convergência e subducção produzem grandes terremotos ao longo da zona de subducção. Ao longo do tempo, materiais são raspados da placa descendente e incorporados nas montanhas adjacentes, deixando aos geólogos um complexo (e frequentemente confuso) registro do processo de subducção. Como no caso da convergência oceano-oceano, a água carregada para baixo pela placa oceânica mergulhante causa a fusão da cunha do manto; o magma resultante ascende e forma vulcões no cinturão de montanhas atrás da fossa.

A costa oeste da América do Sul, onde a Placa da América do Sul colide com a Placa de Nazca, é uma zona de subducção desse tipo. Uma grande cadeia de altas montanhas, os Andes, eleva-se no lado continental do limite colidente, e uma fossa de mar profundo situa-se próximo à costa. Os vulcões aqui são ativos e mortais. Um deles, o Nevado del Ruiz, na Colômbia, matou 25 mil pessoas por ocasião de uma erupção em 1985. Alguns dos maiores terremotos do mundo também foram registrados ao longo desse limite.

Outro exemplo é a zona de subducção de Cascadia, onde a pequena Placa de Juan de Fuca converge com a Placa da América do Norte ao longo da costa oeste do continente homônimo. Esse limite convergente deu origem aos perigosos vulcões da Cadeia Cascade,[10] como o do Monte Santa Helena, que teve uma forte erupção em 1980 e outra fraca em 2004. Existe uma preocupação crescente de que um grande terremoto ocorra na zona de subducção de Cascadia, o que causaria dano considerável ao longo das costas dos Estados de Oregon, Washington e Colúmbia Britânica. Um terremoto desses poderia causar um tsunâmi tão grande quanto o desastroso tsunâmi gerado pelo terremoto de Sumatra de 26 de dezembro de 2004, que ocorreu em uma zona de subducção no leste do Oceano Índico.

**CONVERGÊNCIA CONTINENTE-CONTINENTE** Onde a convergência de placas envolve dois continentes (Figura 2.8e), a subducção do tipo oceânica não pode acontecer. As consequências geológicas desse tipo de colisão são consideráveis. A colisão das placas da Índia e da Eurásia, ambas com continentes em sua borda frontal, fornece o melhor exemplo. A Placa da Eurásia cavalga a Placa da Índia, mas a Índia e a Ásia mantêm-se flutuantes, criando uma espessura dupla da crosta e formando a cordilheira de montanhas mais alta do mundo, o Himalaia, bem como o vasto e alto Planalto do Tibete. Nessa e em outras zonas de colisão continente-continente, ocorrem terremotos violentos na crosta que está sofrendo enrugamento. Muitos episódios de formação de montanhas ao longo de toda a história da Terra foram causados por colisões continente-continente. Os Apalaches, que percorrem a costa leste da América do Norte, foram soerguidos quando a América do Norte, a Eurásia e a África colidiram para formar o supercontinente Pangeia, cerca de 300 milhões de anos atrás.

## Limites de falhas transformantes

Em limites onde as placas deslizam uma em relação à outra, a litosfera não é nem criada nem destruída. Esses limites são falhas transformantes: fraturas ao longo das quais as placas deslizam horizontalmente uma em relação à outra (ver Figuras 2.8f e 2.8g).

A Falha de Santo André na Califórnia, onde a Placa do Pacífico desliza em relação à Placa da América do Norte, é um ótimo exemplo de uma falha transformante em continente (Figura 2.8f). Pelo fato de as placas terem se deslocado umas em relação às outras durante milhões de anos, as rochas contíguas nos dois lados da falha são de tipos e idades diferentes (**Figura 2.11**).

Grandes terremotos, como o que destruiu a cidade de San Francisco em 1906, podem ocorrer nos limites de placas transformantes. Existe muita preocupação de que, nas próximas décadas, um repentino deslocamento possa ocorrer ao longo da Falha de Santo André ou de outras falhas relacionadas nas proximidades de Los Angeles e San Francisco, resultando em um terremoto extremamente destrutivo.

Os limites de falhas transformantes são geralmente encontrados em dorsais mesoceânicas, onde a continuidade de uma zona de expansão é rompida e o limite é compensado em um padrão semelhante a degraus. Um exemplo pode ser visto no limite entre a Placa da África e a Placa da América do Sul no Oceano Atlântico Central (Figura 2.8g). As falhas transformantes também podem conectar limites de placas divergentes com limites convergentes e limites convergentes com outros limites convergentes. Você poderia encontrar outros exemplos de tipos de limites de falhas transformantes na Figura 2.7?

## Combinações de limites de placas

Cada placa é limitada por uma combinação de limites divergentes, convergentes e transformantes. Por exemplo, a Placa de Nazca tem três lados limitados por centros de expansão, deslocados segundo um padrão escalonado pelas falhas transformantes, e em um lado pela zona de subducção do Peru-Chile (Figura 2.7). A Placa da América do Norte é limitada a leste pela Dorsal Mesoatlântica, que é um centro de expansão, e a oeste pelas zonas de subducção e outros limites de falhas transformantes.

**FIGURA 2.11** ■ Uma vista para o sudeste ao longo da Falha de Santo André na Planície de Carrizo, na Califórnia central. Santo André é uma falha transformante, formando uma parte do limite deslizante entre a Placa do Pacífico, à direita, e a Placa da América do Norte, à esquerda. [Kevin Schafer/Peter Arnold/Alamy]

## Velocidade das placas e história dos movimentos

Quão rápido as placas se movem? Algumas movem-se mais rápido que outras? Se sim, por quê? As velocidades atuais dos movimentos das placas são as mesmas que no passado geológico? Os geólogos têm desenvolvido métodos engenhosos para responder essas questões e, desse modo, entender melhor a tectônica de placas. Nesta seção, examinaremos três desses métodos.

### O assoalho oceânico como um gravador magnético

Durante a Segunda Guerra Mundial, foram desenvolvidos magnetômetros extremamente sensíveis para detectar submarinos a partir dos campos magnéticos emanados por suas couraças de aço. Os geólogos modificaram ligeiramente esses instrumentos e rebocaram-nos atrás de navios de pesquisas para medir o campo magnético local criado por rochas magnetizadas no fundo do mar. Cruzando os oceanos repetidas vezes, os cientistas marinhos descobriram surpreendentes padrões regulares na intensidade do campo magnético local. Em muitas áreas, a intensidade do campo magnético alternava entre valores altos e baixos dispostos em bandas longas e estreitas chamadas de **anomalias magnéticas**, que eram quase perfeitamente simétricas à crista da dorsal mesoceânica (**Figura 2.12**). A detecção desses padrões foi uma dentre as grandes descobertas que confirmaram a hipótese da expansão do assoalho oceânico e levaram à teoria da tectônica de placas. A detecção desses padrões também permitiu aos geólogos medir os movimentos das placas ao longo do tempo geológico. Para entender esses avanços, precisamos olhar mais detidamente como as rochas tornam-se magnetizadas.

**O REGISTRO ROCHOSO DAS REVERSÕES MAGNÉTICAS DA TERRA** As anomalias magnéticas são evidências de que o campo magnético da Terra não permanece constante ao longo do tempo. Atualmente, o polo norte magnético está em alinhamento próximo ao polo norte geográfico (Figura 1.16), mas pequenas mudanças no geodínamo podem deslocar a orientação dos polos magnéticos norte e sul em 180°, criando uma reversão magnética.

No início da década de 1960, os geólogos descobriram que o registro preciso desse comportamento peculiar pode ser obtido a partir de derrames acamados de lava vulcânica. Quando lavas ricas em ferro resfriam-se, tornam-se levemente magnetizadas, mas de forma permanente, segundo a direção do campo magnético terrestre. Tal fenômeno é chamado de *magnetização termorremanente*, porque a rocha "recorda-se" da magnetização muito depois de o campo magnetizador existente ter sido mudado.

Em derrames de lavas acamados, como os do cone vulcânico, as rochas no topo representam a camada mais recente, enquanto as camadas mais profundas no cone são as mais antigas. A idade de cada camada pode ser determinada por métodos de datação precisa (descritos no Capítulo 8). A direção da magnetização de amostras de rocha de cada camada fornece a direção do campo magnético terrestre nelas congelada quando de seu resfriamento (Figura 2.12b). Por meio da repetição dessas medidas em centenas de lugares no mundo, os geólogos desvendaram a história detalhada das reversões magné-

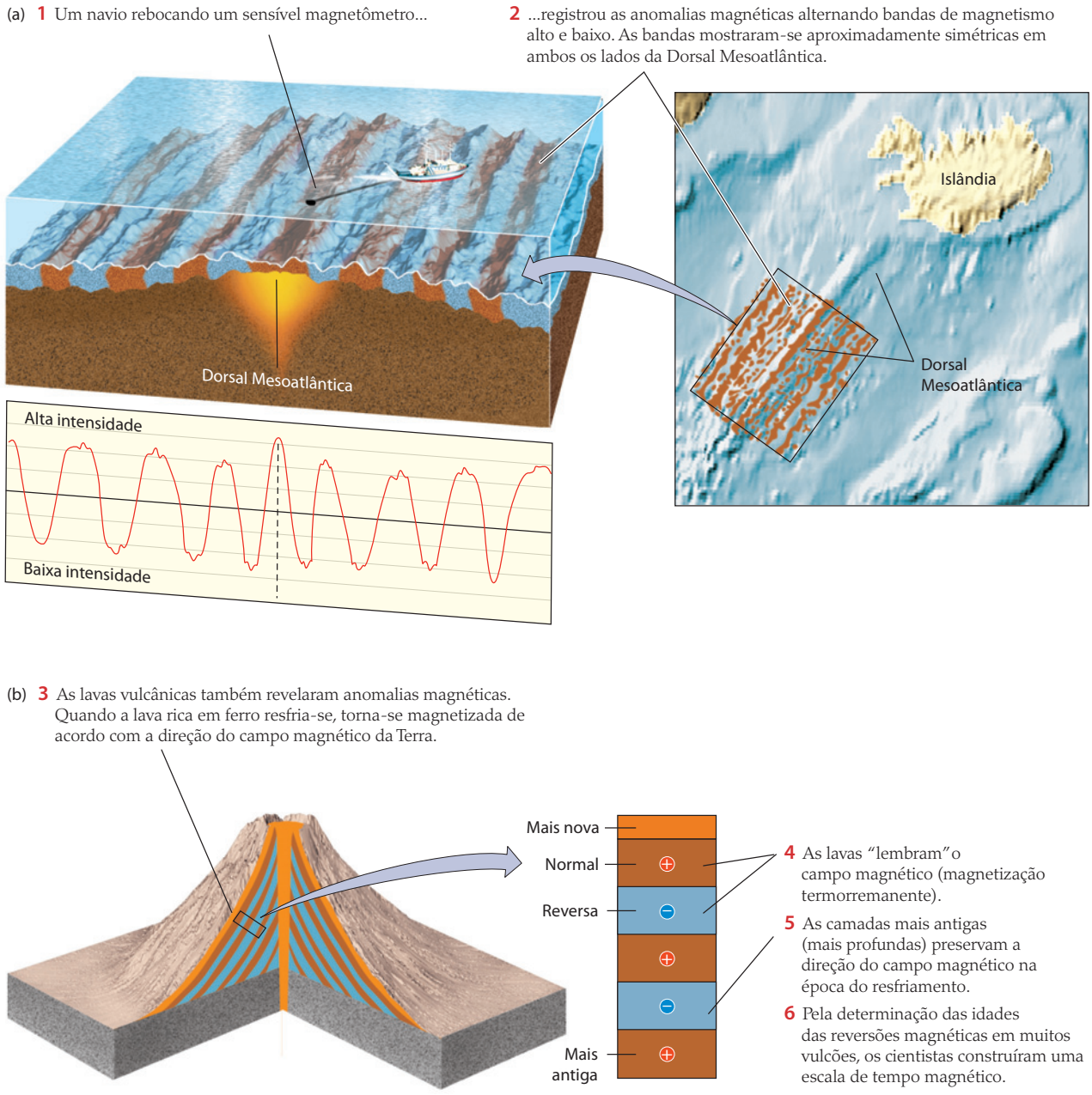
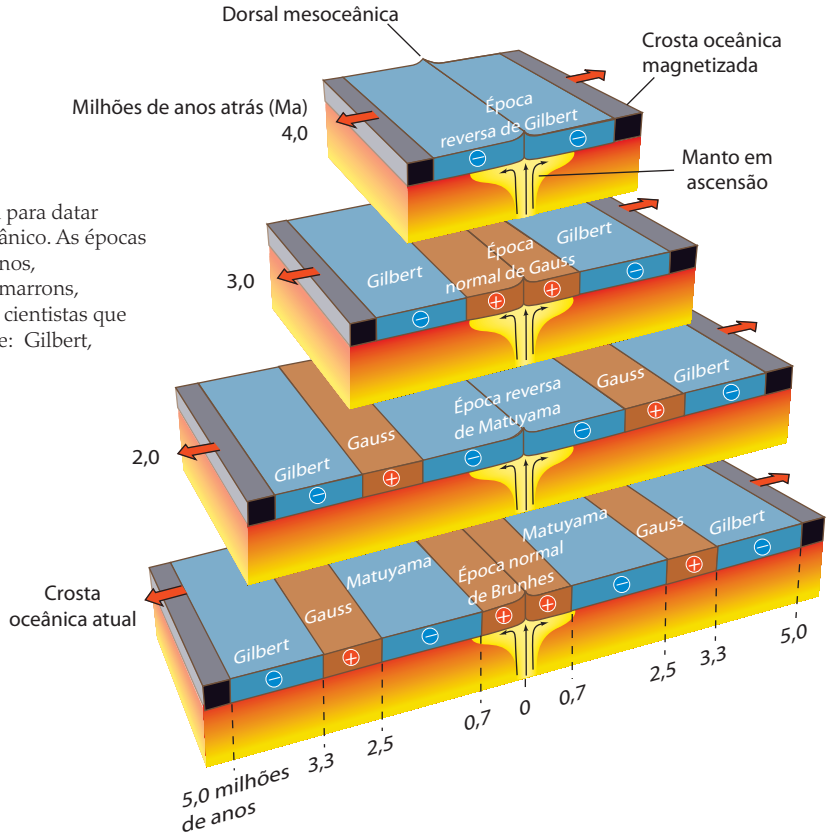



**FIGURA 2.12** ■ As anomalias magnéticas permitem que os geólogos mensurem a velocidade de expansão do assoalho oceânico. (a) Um levantamento oceanográfico sobre a Dorsal Mesoatlântica, a sudoeste da Islândia, mostrou um padrão bandado de intensidade de campos magnéticos. (b) Os geólogos descobriram e dataram anomalias magnéticas semelhantes em lavas vulcânicas na terra para construir uma escala de tempo magnético. (c) Essa escala de tempo magnético foi usada para datar as anomalias magnéticas no assoalho oceânico no mundo inteiro.

ticas ao longo do tempo geológico. A **escala de tempo magnético** dos últimos 5 milhões de anos é apresentada na Figura 2.12c.

Cerca de metade de todas as rochas vulcânicas estudadas mostrou-se magnetizada em uma direção oposta ao campo magnético terrestre atual. Aparentemente, o campo inverteu-se muitas vezes no tempo geológico, e campos normais (os mesmos de agora) e reversos (opostos ao de agora) são igualmente prováveis. Os períodos mais longos do campo normal ou reverso são chamados de *épocas magnéticas*; elas duram, em média, cerca de meio milhão de anos, embora o padrão de reversão, quando retrocedemos no tempo geológico, torne-se altamente irregular. Superpostas às épocas maiores, estão as reversões




(c) **7** A escala de tempo magnético foi usada para datar anomalias magnéticas do assoalho oceânico. As épocas magnéticas dos últimos 5 milhões de anos, representadas aqui por bandas azuis e marrons, receberam nomes em homenagem aos cientistas que estudaram o campo magnético terrestre: Gilbert, Gauss, Matuyama e Brunhes.

curtas e transicionais do campo, conhecidas como *eventos magnéticos*, que podem durar desde alguns milhares até 200 mil anos.

**PADRÕES DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS NO ASSOALHO OCEÂNICO** Os peculiares padrões magnéticos bandados localizados no fundo do oceano deixaram os cientistas curiosos até 1963, quando dois ingleses, F. J. Vine e D. H. Mathews – e, independentemente, dois canadenses, L. Morley e A. Larochelle – formularam uma proposta surpreendente. Com base em novas evidências para as reversões magnéticas coletadas por geólogos em derrames de lavas no continente, eles argumentaram que as bandas magnéticas altas e baixas correspondiam a bandas de rochas do fundo submarino que foram magnetizadas durante episódios ancestrais do campo magnético normal e reverso. Ou seja, quando o navio de pesquisa estivesse sobre rochas magnetizadas na direção normal, ele registraria um campo magnético localmente mais forte, ou uma *anomalia magnética positiva*, e quando estivesse sobre rochas magnetizadas na direção reversa, registraria um campo localmente mais fraco, ou uma *anomalia magnética negativa*.

Esta ideia forneceu um poderoso teste para a hipótese da expansão do assoalho oceânico, que postula que o fundo submarino novo é formado ao longo dos riftes de uma crista da dorsal mesoceânica, à medida que as placas se separam. O magma que surge do interior da Terra flui para o rifte, onde esfria, solidifica-se e torna-se magnetizado na direção do campo magnético da Terra da época. À medida que o assoalho oceânico separa-se e afasta-se da crista, aproximadamente metade do material magnetizado em um certo momento move-se para um lado, e metade para o outro, formando duas bandas magnetizadas simétricas. Um novo material preenche as fraturas, continuando o processo. Desse modo, o assoalho submarino funciona como um gravador magnético que codifica a história de abertura dos oceanos.

A hipótese da expansão do assoalho oceânico oferece uma explicação consistente para os padrões simétricos de anomalias magnéticas encontradas em dorsais mesoceânicas no mundo inteiro. Além disso, esses padrões são uma ferramenta precisa para medir as taxas de expansão do assoalho oceânico atuais e do passado geológico.

**INFERINDO AS IDADES DO FUNDO OCEÂNICO E AS VELOCIDADES RELATIVAS DAS PLACAS** Por meio do uso das idades das reversões que foram determinadas a partir de lavas magnetizadas nos continentes, os geólogos puderam indicar idades para as bandas de rochas magnetizadas no fundo oceânico. Eles puderam calcular, então, quão rápido os oceanos se abriram, usando a fórmula *velocidade = distância/tempo*, sendo que a distância foi medida a partir do eixo da dorsal e o tempo, igualado à idade do fundo oceânico. Por exemplo: o padrão de anomalia magnética da Figura 2.12c mostrou que o limite entre a época normal de Gauss e a época reversa de Gilbert, que foram datadas a partir de derrames de lavas em 3,3 milhões de anos, estava localizado a cerca de 30 km da crista da Dorsal Mesoatlântica, a

sudoeste da Islândia. Aqui, a expansão do fundo oceânico separou as placas da América do Norte e da Eurásia por cerca de 60 km em 3,3 milhões de anos, fornecendo uma taxa de expansão de 18 km por milhão de ano ou, de outro modo, 18 mm/ano. Em um limite divergente de placas, a combinação da taxa de expansão e da direção de expansão fornece a **velocidade relativa da placa**: a velocidade com que uma placa move-se relativamente a outra.

Se você olhar a Figura 2.7, verá que a taxa de expansão para a Dorsal Mesoatlântica ao sul da Islândia é exageradamente baixa quando comparada com a de muitos outros lugares dessa mesma dorsal. O recorde de velocidade de expansão pode ser encontrado na Dorsal do Pacífico Oriental[11] ao sul do equador, onde as placas Pacífica e de Nazca estão se separando a uma taxa de cerca de 150 mm/ano – uma ordem de magnitude mais rápida que a taxa do Atlântico Norte. Uma média estimativa para as dorsais mesoceânicas do mundo é de cerca de 50 mm/ano. Essa é aproximadamente a taxa de crescimento de nossas unhas, e mostra que, em termos de geologia, as placas se movem mesmo muito rápido! Tais taxas de expansão fornecem dados importantes para o estudo do sistema de convecção do manto, tópico a que retornaremos mais adiante neste capítulo.

Podemos seguir a escala de tempo magnético a partir das muitas reversões do campo magnético terrestre. As bandas magnéticas correspondentes no assoalho oceânico, que podem ser pensadas como bandas de idades, têm sido mapeadas em detalhe a partir das cristas das dorsais mesoceânicas das várias bacias oceânicas, cobrindo um intervalo de tempo de quase 200 milhões de anos. O poder e a conveniência de usar a magnetização do assoalho oceânico para descobrir a história das bacias oceânicas não podem ser enfatizados em excesso. Os geólogos calcularam as idades de várias regiões do fundo oceânico sem sequer examinar amostras de rochas. Eles simplesmente cruzaram os oceanos, medindo os campos magnéticos das rochas do fundo submarino, e correlacionaram os padrões de reversão com as sequências de tempo estabelecidas pelos métodos anteriormente descritos. Na verdade, eles aprenderam como "tocar a fita novamente".

Embora a medição da magnetização do fundo oceânico seja uma técnica muito eficiente, ela é um método indireto ou de sensoriamento remoto, pois as rochas não foram recuperadas do fundo oceânico e, portanto, suas idades não foram diretamente determinadas em laboratório. Uma evidência direta da expansão do fundo oceânico e do movimento de placas ainda se fazia necessária para convencer alguns poucos céticos remanescentes. A perfuração do fundo do mar veio suprir essas evidências que faltavam.

## Perfuração de mar profundo

Em 1968, um programa de perfurações do fundo dos oceanos foi lançado como um projeto integrado pelas maiores instituições oceanográficas dos Estados Unidos e a Fundação Nacional de Ciência[12]. Mais tarde, outras nações juntaram-se a esse esforço (**Figura 2.13**). Usando perfuratrizes rotativas, os cientistas trouxeram testemunhos contendo secções de rochas do assoalho oceânico. Em alguns casos, a perfuração penetrou milhares de metros abaixo da superfície do fundo oceânico. Com esse programa, os geólogos tiveram a oportunidade de desvendar a história das bacias oceânicas a partir de evidências diretas.

Uma das coisas mais importantes a ser determinada era a idade de cada amostra. Pequenas partículas caindo através da água oceânica – poeira da atmosfera, material orgânico de plantas e animais marinhos – acumulam-se como sedimentos no fundo do mar à medida que uma nova crosta oceânica vai se formando. Desse modo, a idade dos sedimentos mais antigos dos testemunhos de sondagem, ou seja, daqueles imediatamente sobre a crosta, forneceu aos geólogos a idade do fundo oceânico naquele determinado ponto. A idade dos sedimentos pode ser calculada a partir de esqueletos fósseis de minúsculos organismos planctônicos unicelulares, que vivem na superfície do oceano e afundam quando morrem. Os geólogos constataram que as idades das amostras nos núcleos tornavam-se mais antigas com o aumento da distância a partir das dorsais mesoceânicas e que as idades das rochas do fundo submarino concordavam quase perfeitamente com aquelas determinadas a partir dos dados de reversão magnética. Essa concordância validou a escala de tempo magnético e forneceu fortes evidências da expansão do fundo do mar.

**FIGURA 2.13** ■ O navio *JOIDES Resolution*, que perfura em mar profundo, tem 143 m de comprimento e carrega uma torre de perfuração de 61 m de altura, com capacidade de perfurar até o oceano mais profundo. Amostras de rocha recuperadas do assoalho oceânico confirmaram as idades de rochas do fundo oceânico deduzidas a partir de anomalias magnéticas. Essas amostras também lançaram nova luz sobre a história das bacias oceânicas e as antigas condições climáticas. [Cortesia do Programa de Perfuração Oceânica/TAMA]

## Medidas do movimento da placa pela Geodésia

Em suas publicações em defesa da deriva continental, Alfred Wegener cometeu um grande erro: ele propôs que a América do Norte e a Europa estavam afastando-se a uma taxa de aproximadamente 30 m/ano – mil vezes mais rápido que a expansão real do assoalho do Atlântico! Essa velocidade inacreditavelmente alta foi uma das razões que levaram muitos cientistas a rejeitar por inteiro as noções de deriva continental. Wegener fez essas estimativas por assumir incorretamente que os continentes estavam juntos, constituindo a Pangeia, em um tempo tão recente quanto o da última idade glacial (que ocorreu há apenas 20 mil anos). Sua crença em uma rápida taxa também envolveu certa dose de otimismo. Ele esperava que a hipótese da deriva pudesse ser confirmada por repetidas medidas acuradas da distância através do Oceano Atlântico usando o posicionamento astronômico.

**POSICIONAMENTO ASTRONÔMICO** O posicionamento astronômico – medida da posição das estrelas no céu noturno para determinar onde você está – é uma técnica da **Geodésia**, a ciência ancestral de medir a forma da Terra e posicionar pontos na sua superfície. Os navegadores utilizaram o posicionamento astronômico durante séculos para determinar os limites geográficos das terras, e os marinheiros fizeram o mesmo para direcionar seus navios no mar. Há 4 mil anos, os construtores egípcios usaram essa técnica para posicionar a Grande Pirâmide perfeitamente para o norte.

Wegener imaginou que a Geodésia pudesse ser usada para medir a deriva continental da seguinte maneira. Dois observadores, um na Europa e o outro na América do Norte, determinariam simultaneamente as suas posições relativas a estrelas fixas. A partir dessas posições, eles poderiam calcular a distância entre os dois pontos de observação em cada instante. Então repetiriam essas medidas de distância a partir dos mesmos postos de observação algum tempo depois, digamos, após um ano. Se os continentes estivessem à deriva, então a distância deveria ter aumentado e o valor do incremento determinaria a velocidade da mesma.

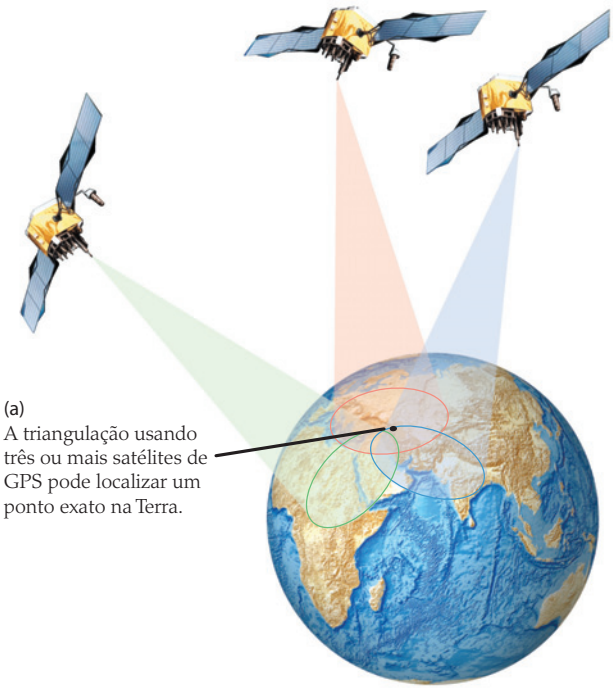
No entanto, para essa técnica funcionar, as posições relativas dos postos de observação deveriam ser determinadas de modo suficientemente acurado para medir o movimento. Na época de Wegener, a acurácia do posicionamento astronômico era pobre; os erros na fixação das distâncias intercontinentais excediam a 100 metros. Desse modo, mesmo as altas taxas de deriva que ele estava propondo exigiriam um certo número de anos para serem observadas. Ele argumentou que duas determinações astronômicas da distância entre a Europa e a Groenlândia (onde trabalhou como meteorologista), tomadas com um intervalo de seis anos, suportavam suas altas taxas, mas ele estava equivocado novamente. Sabemos hoje que o deslocamento da Dorsal Mesoatlântica entre a medida de um levantamento e o seguinte é de apenas um décimo de metro, mil vezes menos que o necessário para ser observado pelas técnicas que estavam disponíveis então.

Em função da alta exatidão requerida para observar diretamente o movimento das placas, as técnicas geodésicas não exerceram papel significativo na descoberta da tectônica de placas. Os geólogos tiveram de confiar na evidência da expansão do fundo oceânico a partir do registro geológico – as anomalias magnéticas e as idades dos fósseis descritas anteriormente. No entanto, um método de posicionamento astronômico iniciado no final da década de 1970 usou sinais de distantes "fontes de rádio quase estelares" (quasares) registrados por enormes radiotelescópios. Esse método pode medir distâncias intercontinentais com uma exatidão admirável de até 1 mm. Em 1986, um grupo de cientistas publicou um conjunto de medidas baseadas nessa técnica, que mostrou que as distâncias entre os radiotelescópios na Europa (Suécia) e na América do Norte (Massachusetts) tinham aumentado 19 mm/ano em um período de cinco anos, muito próximo do predito por modelos geológicos da tectônica de placas. O sonho de Wegener de medir a deriva continental diretamente por posicionamento astronômico foi finalmente realizado.

Hoje, a Grande Pirâmide do Egito não se encontra mais perfeitamente direcionada para o norte, como afirmado anteriormente, mas levemente a nordeste. Será que os astrônomos egípcios ancestrais cometeram esse erro ao orientá-la 40 séculos atrás?[13] Os arqueólogos pensam que não. Durante esse período, a África derivou o suficiente para girar a pirâmide fora do alinhamento com o verdadeiro norte.

**SISTEMA DE POSICIONAMENTO GLOBAL** As operações geodésicas feitas com grandes radiotelescópios são muito caras e não são uma ferramenta prática para a investigação do movimento das placas tectônicas em áreas remotas. Desde meados da década de 1980, os geólogos têm conseguido tirar vantagem de uma nova constelação de 24 satélites orbitadores da Terra, chamados de Sistema de Posicionamento Global (GPS[14]), para fazer os mesmos tipos de medidas com a mesma impressionante exatidão. A constelação de satélites serve como um sistema de referência externa, do mesmo modo que as estrelas fixas e os quasares fazem em um posicionamento astronômico. Os satélites emitem ondas de rádio de alta frequência sincronizadas com relógios atômicos precisos situados à bordo. Esses sinais podem ser captados por receptores de rádios portáteis, muito mais baratos e menores que este livro (**Figura 2.14**). Esses aparelhos são semelhantes aos receptores GPS que hoje são usados em automóveis e por pessoas que fazem trilha, embora sejam muito mais precisos. (É interessante que os cientistas que desenvolveram os relógios atômicos usados em GPS o fizeram para pesquisa em física fundamental, sem ter ideia de que estariam criando uma indústria de muitos bilhões de dólares. Junto com o transistor, o *laser* e muitas outras tecnologias, o GPS demonstra a maneira fortuita como a pesquisa básica dá retorno à sociedade que a financia.)

Os geólogos estão agora usando o GPS para medir anualmente os movimentos das placas em muitas



(a)
A triangulação usando três ou mais satélites de GPS pode localizar um ponto exato na Terra.

(b)

**FIGURA 2.14** ■ O Sistema de Posicionamento Global (GPS) é usado pelos geólogos para monitorar o movimento das placas. (a) Satélites de GPS fornecem um ponto fixo de referência fora da Terra. (b) Pequenos receptores de GPS podem ser facilmente posicionados em qualquer lugar da Terra. Deslocamentos de localizações dos receptores por um período de anos podem ser usados para medir o movimento de placas. [Cortesia do Southern California Earthquake Center]

localidades do globo. As mudanças da distância entre os receptores de GPS baseados na superfície terrestre de diferentes placas e registrados ao longo de muitos anos concordam em magnitude e direção com aquelas determinadas a partir das anomalias magnéticas do assoalho oceânico. Esses experimentos indicam que os movimentos das placas são notavelmente constantes durante períodos de tempo que variam de poucos a milhões de anos.

# A grande reconstrução

O supercontinente Pangeia era a única grande massa de terras que existia há 250 milhões de anos. Um dos grandes triunfos da geologia moderna é a reconstrução dos eventos que levaram à aglutinação da Pangeia e a sua posterior fragmentação nos continentes que conhecemos hoje. Vamos usar o que aprendemos a respeito da tectônica de placas para ver como essa descoberta foi alcançada.

## Isócronas do assoalho oceânico

O mapa colorido da **Figura 2.15** mostra as idades das rochas no assoalho oceânico, as quais foram determinadas a partir dos dados de anomalia magnética e de perfurações de mar profundo. Cada banda colorida representa um intervalo de tempo correspondente à idade da crosta dentro daquela banda. Note como o assoalho oceânico torna-se progressivamente mais antigo em ambos os lados das dorsais mesoceânicas. Os limites entre as bandas, chamados de **isócronas**, são curvas de contorno que delimitam rochas de mesma idade.

As isócronas fornecem-nos o tempo que decorreu desde que as rochas crustais foram injetadas como magma em um rifte mesoceânico e, desse modo, indicam a quantidade de expansão havida desde que elas foram geradas. Por exemplo, a distância a partir do eixo da dorsal de uma isócrona de 140 milhões de anos (limite entre bandas verdes e azuis) corresponde à extensão do novo assoalho oceânico criado nesse intervalo de tempo. As isócronas mais espaçadas (as bandas coloridas mais largas) do Pacífico oriental indicam taxas de expansão mais rápidas que as do Atlântico.

Em 1990, após uma busca de 20 anos, os geólogos encontraram as rochas oceânicas mais antigas por meio da perfuração do assoalho do Pacífico ocidental. Essas rochas tinham uma idade de cerca de 200 milhões de anos, o que representa apenas 4% da história da Terra. Isso indica o quão geologicamente novo é o fundo do oceano, quando comparado com os continentes. Em um período de 100 a 200 milhões de anos, em alguns lugares, e apenas dezenas de milhões de anos, em outros, a litosfera oceânica se forma por expansão do fundo oceânico, resfria-se e é reciclada de volta ao manto subjacente. Em contraposição, as rochas continentais mais antigas têm aproximadamente 4,3 bilhões de anos.

## Reconstruindo a história dos movimentos das placas

As placas da Terra comportam-se como corpos rígidos. Ou seja, a distância entre três pontos na mesma placa rígida – digamos, Nova York, Miami e Bermudas, na Placa da América do Norte – não muda muito, independentemente do quão distante a placa se mova. Mas a distância entre, digamos, Nova York e Lisboa aumenta, porque as duas cidades estão em placas diferentes, as quais estão sendo separadas ao longo da Dorsal Mesoatlântica. A

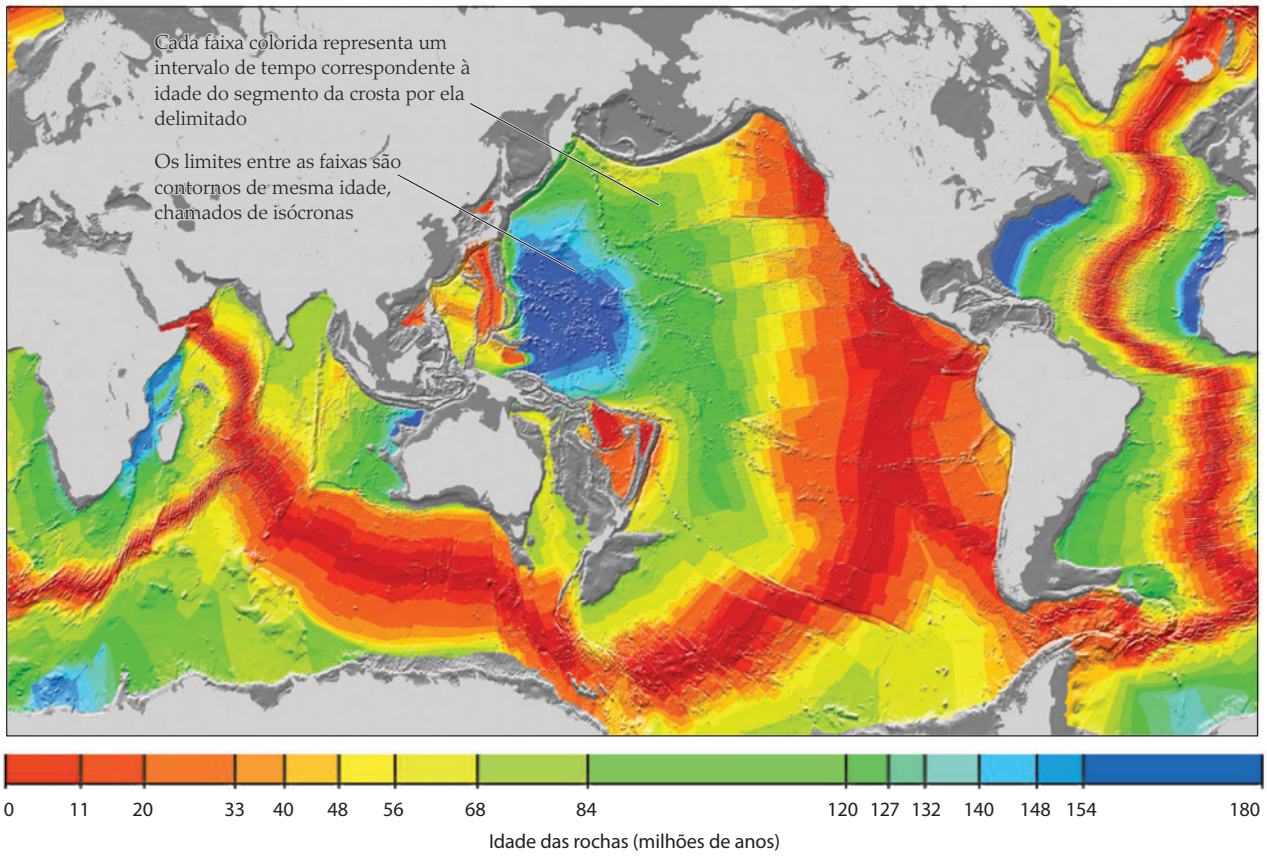



**FIGURA 2.15** ■ Este mapa global de isócronas mostra as idades de rochas no assoalho oceânico. A escala de tempo na parte inferior fornece a idade do assoalho oceânico em milhões de anos, desde sua criação nas dorsais mesoceânicas. A cor cinza-clara indica terra; a cinza-escura, águas rasas sobre plataformas continentais. As dorsais mesoceânicas, ao longo das quais um novo assoalho submarino é extrudado, coincidem com as rochas mais novas (vermelho). [*Journal of Geophysical Research* 102 (1997): 3211-3214. Cortesia de R. Dietmar Müller]

direção do movimento de uma placa em relação à outra depende de princípios geométricos que governam o comportamento de placas rígidas em uma superfície esférica:

- *Os limites transformantes indicam as direções de movimentos relativos da placa*. Com poucas exceções, não ocorre sobreposição, flambagem ou separação ao longo de limites transformantes típicos e nos oceanos. As duas placas meramente se deslocam uma em relação à outra, sem criação ou destruição de material de ambas. Procure um limite transformante se quiser deduzir a direção do movimento relativo de uma placa, porque a orientação da falha é a direção na qual uma placa se desloca em relação a outra (ver Figuras 2.8f e 2.8g).
- *As isócronas do assoalho oceânico revelam as posições de limites divergentes em tempos anteriores*. As isócronas no assoalho oceânico são grosseiramente paralelas e simétricas com o eixo da dorsal mesoceânica ao longo da qual foram geradas (ver Figura 2.15). Devido ao fato de que cada isócrona coincidia com o limite de separação da placa em um tempo anterior, aquelas que apresentam a mesma idade, porém em lados opostos de uma dorsal mesoceânica, podem ser reaproximadas para mostrar a posição das placas e a configuração dos continentes nelas encravados naquela época anterior.

Usando esses princípios, os geólogos reconstruíram a história da deriva continental. Eles mostraram, por exemplo, como a delgada península da Baixa Califórnia foi deslocada, por rifteamento, do continente mexicano durante os últimos 5 milhões de anos (ver Geologia na Prática).

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### O que aconteceu na Baixa Califórnia? Como os geólogos reconstroem os movimentos das placas

Geógrafos e geólogos há muito têm se perguntado sobre a incomum geografia da Baixa Califórnia. Por que o Golfo da Califórnia é tão comprido e delgado? Por que a

península da Baixa Califórnia é paralela à linha costeira do México?

Quando atracou no litoral da Califórnia em 1535, o conquistador espanhol Hernando Cortés pensava ter descoberto uma ilha. Passaram-se décadas até que os espanhóis percebessem que a metade norte da *Isla California* era, na verdade, a costa oeste da América do Norte, e que sua metade inferior, a Baixa Califórnia, era uma longa e delgada península, separada do continente pelo estreito Golfo da Califórnia.

Quatro séculos mais tarde, a teoria da tectônica de placas deu uma resposta elegante ao enigma da Baixa Califórnia. Ao norte, na Alta Califórnia (também conhecida como Estado Dourado), a Placa do Pacífico está passando pela Placa da América do Norte ao longo da falha transformante de Santo André. Ao sul, o limite divergente entre a Placa do Pacífico e a pequena Placa de Rivera forma parte da Dorsal do Pacífico Oriental, uma dorsal mesoceânica que produz nova crosta oceânica conforme as duas placas separam-se.

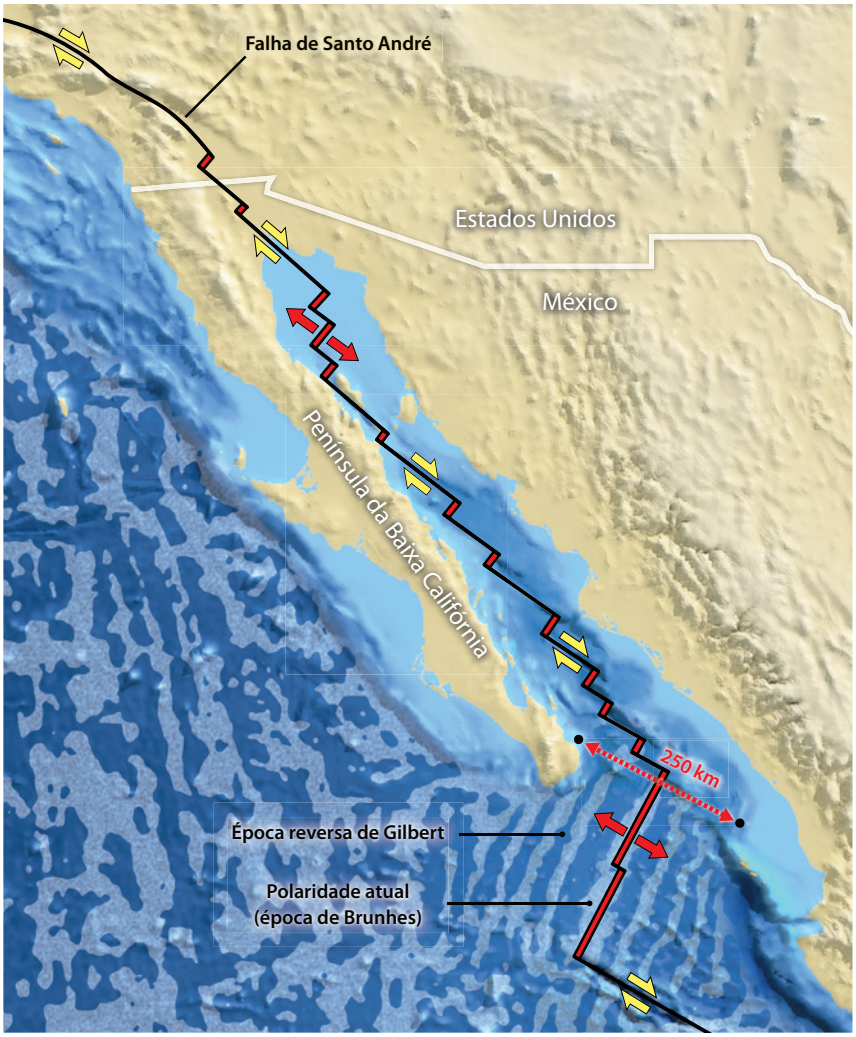
Por meio do mapeamento de localizações de terremotos e vulcões submarinos, os geólogos marinhos conseguiram demonstrar que a Falha de Santo André está conectada à Dorsal do Pacífico Oriental por uma dúzia de pequenos centros de expansão deslocados por falhas transformantes – um limite de placa escalonado por todo o comprimento do Golfo da Califórnia. Desta forma, o movimento relativo das placas do Pacífico e da América do Norte está afastando a Baixa Califórnia do continente em um sentido noroeste, paralelamente às falhas transformantes, e o Golfo da Califórnia está sendo progressivamente ampliado pela expansão do assoalho oceânico.

Com que velocidade isso está ocorrendo? Pode-se fazer uma estimativa usando a seguinte equação:

velocidade = distância ÷ tempo

Precisamos de dois tipos de dados para aplicar essa fórmula:

- Podemos medir a *distância* com que a Baixa Califórnia se separou do México diretamente usando um mapa do fundo oceânico: cerca de 250 km.
- Podemos estimar o *tempo* transcorrido desde que a separação começou até o padrão de anomalias mag-




A Placa do Pacífico, à esquerda, está se movendo para o noroeste em relação à Placa da América do Norte, à direita, a uma velocidade de cerca de 50 mm/ano, deslocando a península da Baixa Califórnia, por rifteamento, do continente mexicano e abrindo o Golfo da Califórnia.

néticas na Dorsal do Pacífico Oriental. Nos dois lados desse centro de expansão, a anomalia magnética mais próxima à margem continental (e, portanto, a mais antiga) é a época reversa de Gilbert. Usando a escala de tempo magnético da Figura 2.12c, obtemos uma idade de separação de aproximadamente 5 milhões de anos (Ma).

Com essas informações, podemos calcular a velocidade aproximada da expansão do assoalho oceânico no Golfo da Califórnia:

$$\text{velocidade} = \frac{\text{distância}}{\text{tempo}}$$

$$= \frac{250 \text{ km}}{5 \text{ Ma}}$$

$$= 50 \text{ km/Ma}$$

ou 50 mm/ano.

É claro que essa é apenas uma velocidade média. Que constância ela tem apresentado? A separação de placas poderia ter começado de forma lenta e gradualmente acelerado, ou começado rapidamente e, depois, desacelerado. Se a primeira é verdadeira, então a taxa de separação atual deve ser maior do que a taxa média; se a segunda estiver correta, a taxa deve ser menor.

Com o advento do GPS, os geólogos conseguiram testas essas hipóteses usando um tipo completamente diferente de medição. Na década de 1990, foram feitos repetidos levantamentos das localizações de pontos nos dois lados do Golfo da Califórnia, paralelamente orientados ao movimento de placas. Verificou-se que as distâncias entre esses pontos aumentou em meio metro, ou seja, 500 mm em 10 anos, ou 50 mm/ano. Desta forma, a velocidade atual do movimento é aproximadamente igual à velocidade média; não é necessário haver uma aceleração ou desaceleração do movimento de placas para explicá-lo.

Baseados na concordância entre essas duas medições, assim como em outros dados, os geólogos propuseram uma história simples. Antes de 5 milhões de anos atrás, quando a Baixa Califórnia era parte do continente, o limite entre as placas do Pacífico e da América do Norte estava em algum lugar a oeste do continente norte-americano. Há cerca de 5 milhões de anos, esse limite saltou para o continente, dando início à expansão do assoalho oceânico no Golfo da Califórnia. Desde então, o movimento de placas tem sido praticamente estável, a 50 mm/ano.

Essa teoria sobreviveu a vários testes. Por exemplo, ela prevê que o atual deslizamento ao longo da Falha de Santo André também deveria ter começado há cerca de 5 milhões de anos, e essa previsão está em conformidade com as idades de rochas que foram deslocadas pela moderna Falha de Santo André.

O enigma da Baixa Califórnia não é mera curiosidade. Como veremos nos capítulos subsequentes, as histórias da tectônica de placas que aprendemos por meio de cálculos como esses ajudaram os geólogos a calibrar riscos de terremotos e buscar recursos minerais.

***PROBLEMA EXTRA:*** Use um globo e o mapa de isócronas da Figura 2.15 para estimar a velocidade média da deriva continental entre a América do Norte e a África. Até que ponto essa velocidade equivale ao valor atual de 23 mm/ano, determinado com a utilização de GPS?

## A fragmentação da Pangeia

Em uma escala muito maior, os geólogos reconstruíram a abertura do Oceano Atlântico e a fragmentação da Pangeia (**Figura 2.16**). Esse supercontinente é mostrado como existiu há 240 milhões de anos na Figura 2.16e. Ele começou a fragmentar-se com o rifteamento da América do Norte, que se separou da Europa há cerca de 200 milhões de anos (Figura 2.16f). A abertura do Atlântico Norte foi acompanhada pela separação dos continentes do norte (Laurásia) e do sul (Terra de Gondwana, ou Gondwana) e pelo rifteamento do Gondwana ao longo do que é hoje a costa leste da África (Figura 2.16g). A fragmentação do Gondwana separou a América do Sul, a África, a Índia e a Antártida, criando o Atlântico Sul e os oceanos do sul e estreitando o Oceano Tethys[15] (Figura 2.16h). A separação da Austrália a partir da Antártida e a "martelada" da Índia na Eurásia fecharam o Oceano Tethys, formando o mundo como o vemos hoje (Figura 2.16i).

Os movimentos das placas não cessaram, é claro, de modo que a configuração dos continentes vai continuar a evoluir. Um cenário plausível para a distribuição dos continentes e limites de placas em 50 milhões de anos no futuro é mostrado na Figura 2.16j.

## A aglutinação da Pangeia pela deriva continental

O mapa de isócronas da Figura 2.15 informa-nos de que todo o fundo oceânico existente na superfície terrestre foi criado a partir da fragmentação da Pangeia. No entanto, sabemos, baseados em registros geológicos de cinturões de montanhas continentais mais antigos, que a tectônica de placas estava operando há bilhões de anos antes dessa fragmentação. Evidentemente, a expansão do assoalho oceânico ocorria como hoje e existiram episódios prévios de deriva continental e colisão. O assoalho oceânico criado nesses tempos anteriores foi destruído pela subducção, retornando ao manto, de modo que são as evidências mais antigas preservadas nos continentes que possibilitam identificar e cartografar o movimento dos continentes antigos (*paleocontinentes*).

Os cinturões de montanhas antigos, como os Apalaches na América do Norte e os Urais, que separam a Europa da Ásia, auxiliam a posicionar colisões ancestrais de paleocontinentes. Em muitos lugares, as rochas revelam episódios ancestrais de rifteamento e subducção. Tipos de rochas e fósseis também indicam a distribuição de mares ancestrais, geleiras, terras baixas, montanhas e climas. O conhecimento dos climas ancestrais possibilita aos geólogos posicionarem as latitudes nas quais as

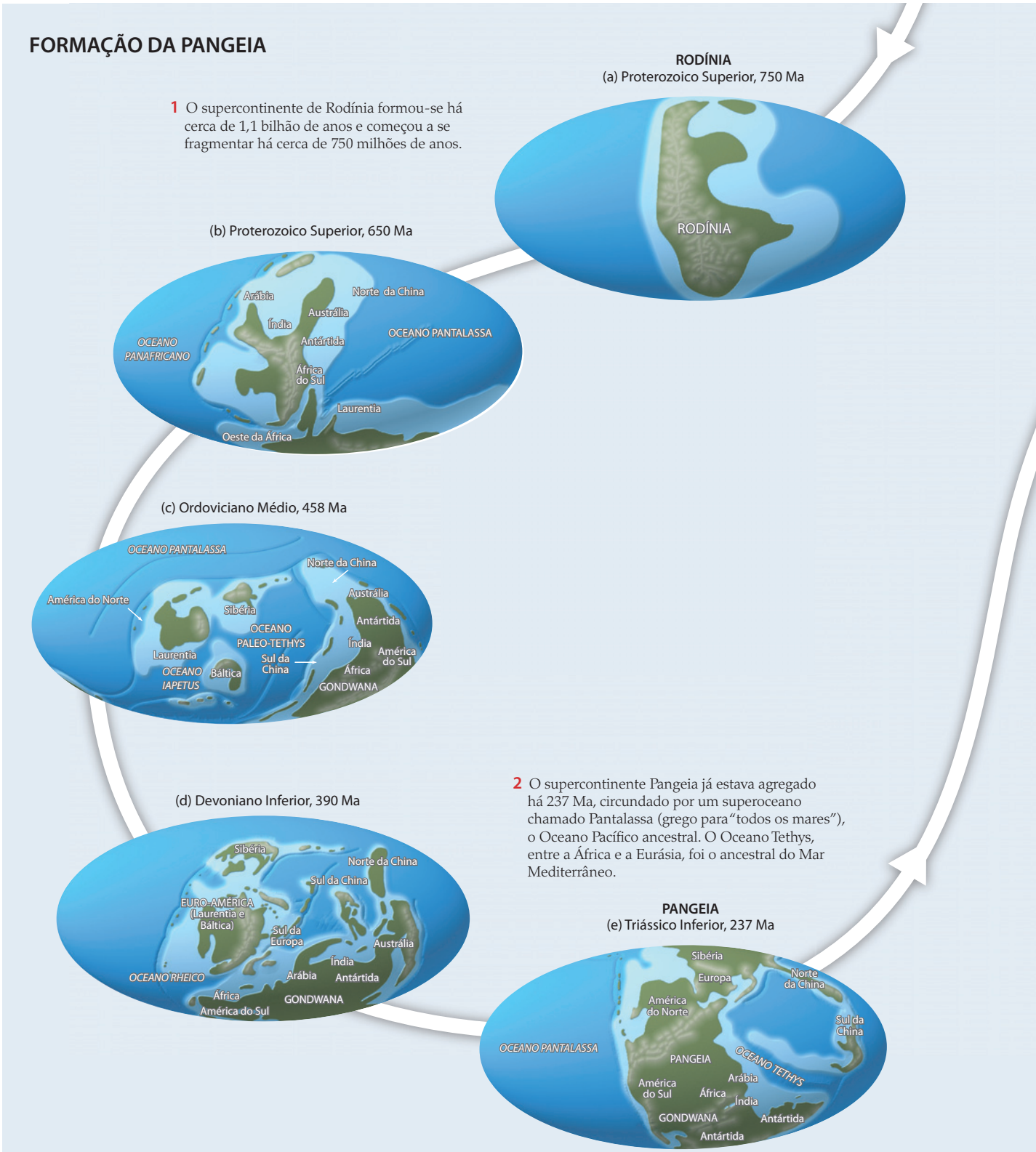



**FIGURA 2.16** ■ Rifteamento continental, deriva e colisões formaram e, depois, fragmentaram o supercontinente Pangeia. [Mapa paleogeográfico por Christopher R. Scotese, 2003. Projeto PALEOMAPA (www.scotese.com)]

## A FRAGMENTAÇÃO DA PANGEIA

(f) Jurássico Inferior, 195 Ma

**3** A fragmentação da Pangeia foi assinalada pela abertura de riftes a partir dos quais lavas extravasaram. Assembleias de rochas relictuais desse grande evento podem ser encontradas hoje como rochas vulcânicas de 200 milhões de anos desde a Nova Escócia até a Carolina do Norte.

(g) Jurássico Superior, 152 Ma

**4** Há cerca de 150 Ma, a Pangeia estava nos seus estágios iniciais de fragmentação. O Oceano Atlântico abriu-se parcialmente, o Oceano Tethys contraiu-se e os continentes do Norte (Laurásia) tinham sido todos separados daqueles do Sul (Gondwana). Índia, Antártida e Austrália começaram a separar-se da África.

(h) Cretáceo Superior e Terciário Inferior, 66 Ma

**5** Há 66 milhões de anos, o Atlântico Sul abriu-se e alargou-se. A Índia estava no seu caminho em direção ao Norte e à Ásia, e o Oceano Tethys estava se fechando de modo a formar o Mediterrâneo.

## O MUNDO ATUAL E FUTURO

**6** O mundo atual foi configurado durante os últimos 65 Ma. A Índia colidiu com a Ásia, terminando a sua viagem através do oceano, e ainda está sendo empurrada em direção ao norte, na Ásia. A Austrália separou-se da Antártida.

(i) MUNDO ATUAL

(j) Próximos 50 Ma, no futuro

rochas continentais foram formadas, o que, por sua vez, os auxilia a reconstituir o quebra-cabeça dos continentes ancestrais. Quando o vulcanismo ou a formação de montanhas produz rochas continentais novas, elas também registram a direção do campo magnético da Terra, da mesma maneira que acontece com as rochas oceânicas quando são criadas por expansão do fundo do mar. Como uma bússola congelada no tempo, o magnetismo fóssil de um fragmento continental registra a sua orientação e posição ancestrais.

O lado esquerdo da Figura 2.16 mostra um dos últimos esforços para representar a configuração dos continentes antes da Pangeia. É uma demonstração impressionante e verdadeira de que a ciência moderna pode recuperar a geografia desse estranho mundo de centenas de milhões de anos atrás. A evidência a partir de tipos de rochas, fósseis e magnetização permitiu aos cientistas reconstruir um supercontinente anterior, chamado de **Rodínia**, que se formou há cerca de 1,1 bilhão de anos e começou a se fragmentar há cerca de 750 milhões de anos (Figura 2.16a). Eles foram capazes de cartografar os fragmentos desse supercontinente ao longo dos 500 milhões de anos subsequentes à medida que derivavam e se rearranjavam no supercontinente Pangeia. Os geólogos estão continuamente descobrindo mais detalhes desse quebra-cabeça complexo, no qual cada fragmento muda de forma no decorrer do tempo geológico.

## Implicações da grande reconstrução

Dificilmente algum ramo da Geologia passou incólume por essa grande reconstrução dos continentes. Os geólogos da área de prospecção usaram o encaixe dos continentes para encontrar depósitos minerais e de petróleo por meio da correlação de formações rochosas existentes em um continente com suas contrapartes pré-deriva em outro. Os paleontólogos repensaram alguns aspectos da evolução à luz da deriva continental. Os geólogos ampliaram seu foco de uma geologia de uma região particular para um cenário que abrange o mundo, pois o conceito da tectônica de placas fornece uma maneira de interpretar, em termos globais, processos geológicos, como formação de rochas, soerguimento de montanhas e mudanças climáticas.

Os oceanógrafos estão reconstruindo as correntes como poderiam ter existido em oceanos ancestrais para entender melhor os padrões de circulação moderna e explicar as variações dos sedimentos do mar profundo que são afetadas por tais correntes. Os cientistas estão "predizendo" o tempo passado para descrever temperaturas, ventos, extensão de geleiras continentais e como eram os níveis dos mares em tempos anteriores à deriva. Eles esperam aprender com o passado, de modo que possam predizer o futuro – um assunto de grande urgência, devido às possibilidades do aquecimento global deflagrado pela atividade humana. Que testemunho melhor do triunfo dessa hipótese, outrora considerada ultrajante, do que sua habilidade para revitalizar e lançar luz em tantos tópicos diversos?

# Convecção do manto: o mecanismo motor da tectônica de placas

Tudo o que foi discutido até agora pode ser denominado tectônica de placas descritiva. Mas dificilmente uma descrição é uma explicação. Precisamos de uma teoria mais compreensiva que explique *por que* as placas se movem. Descobrir tal teoria é um dos mais importantes desafios que confrontam os cientistas que estudam o sistema Terra. Nesta seção, discutiremos diversos aspectos desse problema que tem sido central para a pesquisa recente desses cientistas.

Como Arthur Holmes e os outros defensores pioneiros da deriva continental perceberam, a convecção do manto é o "motor" que controla os processos tectônicos de grande proporção que operam na superfície terrestre. No Capítulo 1, descrevemos o manto como um sólido moldável, ou dúctil. O material quente do manto é capaz de mover-se como um fluido viscoso. O calor que escapa do interior da Terra provoca a convecção desse material (circulação ascendente e descendente) a velocidades de poucas dezenas de milímetros por ano.

Quase todos os cientistas atualmente aceitam que as placas litosféricas de algum modo participam do fluxo desse sistema de convecção do manto. No entanto, como é de praxe, "o truque está nos detalhes". Muitas hipóteses diferentes têm sido propostas com base em uma ou em outra peça de evidência, mas ninguém forneceu uma teoria satisfatória e abrangente que amarrasse todos os elementos. A seguir, apresentaremos três questões que remetem ao âmago do assunto e forneceremos nossas opiniões a respeito de suas respostas. Mas você deve ser cuidadoso para não aceitar essas respostas tentativas como um fato. Nossa compreensão do sistema de convecção do manto permanece um trabalho em andamento, o qual, talvez, tenhamos que alterar à medida que novas evidências estiverem disponíveis. As edições futuras deste livro poderão conter respostas diferentes!

## Onde se originam as forças que movem as placas?

Veja um experimento que você pode fazer em sua cozinha: aqueça uma panela com água até que esteja próxima do ponto de fervura e adicione algumas folhas de chá seco no centro dela. Você vai observar que as folhas de chá movem-se na superfície da água, arrastadas pelas correntes de convecção da panela. Será que é desse modo que as placas se movem, passivamente arrastadas de um lado para outro nas costas das correntes de convecção que ascendem do manto?

A resposta parece ser não. A evidência principal vem das taxas de movimento das placas discutidas anteriormente neste capítulo. A partir da Figura 2.7, podemos observar que as placas que estão se movendo mais rápido (as placas do Pacífico, de Nazca, de Coccos, da Índia e da

Austrália) estão em processo de subducção ao longo de uma grande parte de suas bordas. Em contraste, as placas que estão se movendo devagar (placas da América do Norte, da América do Sul, da África, da Eurásia e da Antártida) não têm porções significativas de lascas descendentes. Essas observações sugerem que o movimento rápido das placas é causado pelas forças gravitacionais exercidas pelas lascas mais antigas e frias da litosfera (por isso pesadas). Em outras palavras, as placas não são arrastadas por correntes de convecção a partir do manto profundo, mas, em vez disso, "caem de volta" para o manto sob a ação do seu próprio peso. De acordo com essa hipótese, a expansão do assoalho oceânico é decorrente de uma ascensão passiva de material do manto onde as placas têm sido afastadas pelas forças de subducção.

Mas se a única força importante na tectônica de placas é o arraste gravitacional das lascas que estão em processo de subducção, por que então a Pangeia fragmentou-se e o Oceano Atlântico foi formado? A única porção da litosfera em subducção que atualmente está fixada às placas da América do Norte e da América do Sul é encontrada nos pequenos arcos de ilhas que limitam os mares do Caribe e de Scotia, os quais são considerados muito fracos para abrir o Atlântico. Uma possibilidade é a de que as placas cavalgantes, como as que estão em subducção, sejam puxadas em direção aos seus limites convergentes. Por exemplo, à medida que a Placa de Nazca é consumida sob a América do Sul, ela pode fazer com que o limite de placas ao longo da fossa Peru-Chile regrida em direção ao Pacífico, "sugando" a Placa da América do Sul para o oeste.

Outras forças são evidentes na história do movimento de placas. Quando os continentes se agruparam para formar a Pangeia, comportaram-se como um cobertor de isolamento, impedindo que o calor deixasse o manto da Terra (como geralmente o faz por meio do processo de expansão do assoalho oceânico). Esse calor acumulou-se ao decorrer do tempo, causando a formação de protuberâncias quentes no manto sob o supercontinente. Essas protuberâncias soergueram a Pangeia (levemente) e foram responsáveis por sua deriva em uma espécie de "escorregamento do solo" das suas porções situadas no topo. Essas forças gravitacionais continuaram a controlar a expansão do assoalho oceânico à medida que as placas "deslizavam morro abaixo" a partir das cristas da Dorsal Mesoatlântica. Os terremotos que algumas vezes ocorrem no interior das placas mostram evidências diretas da compressão que elas sofrem por ação dessas forças de "empurrão" da dorsal mesoceânica.

As forças que controlam a tectônica de placas são manifestações da convecção do manto, no sentido de que envolvem matéria aquecida que ascende em um local e matéria resfriada que afunda em outro. Embora muitas questões permaneçam abertas, podemos ter uma certeza razoável de que: (1) as placas exercem um papel ativo nesse sistema e (2) as forças associadas com as lascas mergulhantes e as cristas elevadas são provavelmente os fatores mais importantes para governar as taxas de movimento das placas (**Figura 2.17**). Os cientistas estão tentando resolver essa e outras questões levantadas nessa discussão por meio da comparação de observações com modelos computadorizados de detalhe do sistema de convecção mantélica. Alguns resultados serão discutidos no Capítulo 14.

## Em qual profundidade ocorre a reciclagem das placas?

Para que a tectônica de placas funcione, o material litosférico que é consumido na zona de subducção deve ser reciclado no manto e, por fim, retornar à superfície à medida que a nova litosfera é criada ao longo dos centros de expansão das dorsais mesoceânicas. Que profundidade esse processo de reciclagem alcança no manto? Ou seja, onde é o limite inferior do sistema de convecção do manto?

A maior profundidade que pode ser alcançada é de cerca de 2.890 km abaixo da superfície externa da Terra, onde um limite abrupto separa o manto do núcleo (**Figura 2.18**). Como vimos no Capítulo 1, o líquido rico em ferro abaixo desse limite núcleo-manto é muito mais denso que as rochas sólidas do manto, prevenindo qualquer intercâmbio significativo de material entre as duas camadas. Desse modo, podemos imaginar um sistema de convecção "total do manto" em que todo o material das placas circula por ele, atingindo o limite manto-núcleo (Figura 2.18a).

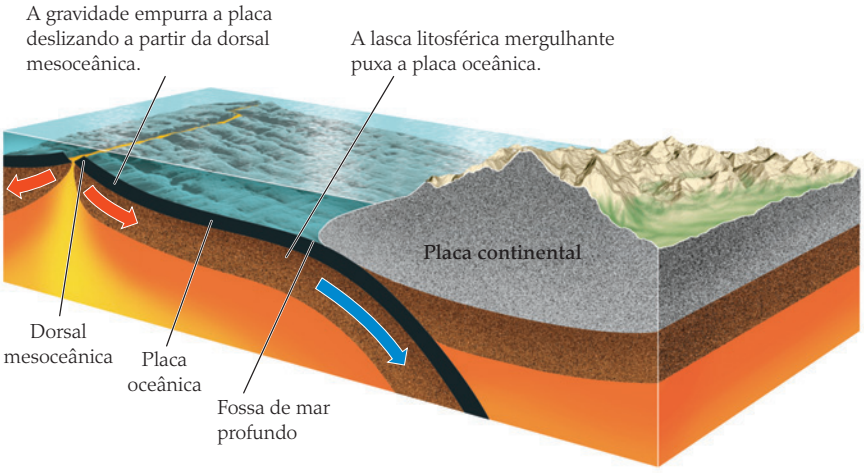



**FIGURA 2.17** ■ Secção esquemática das camadas externas da Terra, ilustrando duas das forças consideradas importantes no controle da tectônica de placas: a força de puxão de uma lasca litosférica mergulhante e a força de empurrão de placas operando nas dorsais mesoceânicas. [Fonte: D. Forsyth and S. Uyeda, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43 (1975): 163-200]

Nos primórdios da teoria da tectônica de placas, no entanto, muitos cientistas estavam convencidos de que a reciclagem das placas ocorria nos níveis menos profundos do manto. A evidência é fornecida pelos terremotos de foco profundo que marcam o consumo de placas litosféricas em zonas de subducção. A profundidade máxima desses terremotos é variável de acordo com a zona de subducção, dependendo de quão fria estão as porções mergulhantes da placa, mas os geólogos descobriram que nenhum terremoto estava ocorrendo abaixo de aproximadamente 700 km. Mais ainda, as propriedades dos terremotos nessas grandes profundidades indicaram que as lascas mergulhantes estavam encontrando material mais rígido que diminuía e, talvez, até bloqueava a progressão da descida.

Com base nessas e em outras evidências, os cientistas levantaram a hipótese de que a convecção pode ser dividida em duas camadas: um sistema do manto superior nos primeiros 700 km de profundidade, onde a reciclagem da litosfera ocorre, e um sistema do manto inferior, de 700 km de profundidade até o limite núcleo-manto, onde a convecção é muito mais lenta. De acordo com essa hipótese, chamada de "convecção estratificada", a separação entre os dois sistemas mantém-se porque o sistema superior é constituído de rochas mais leves que as do inferior e, assim, flutua no topo, da mesma maneira que o manto flutua no núcleo (Figura 2.18b).

Para testar essas duas hipóteses em competição, os cientistas procuraram por "cemitérios litosféricos" abaixo das zonas convergentes, onde placas antigas mergulharam em subducção. A litosfera antiga consumida é mais fria que o manto circundante e, desse modo, pode ser "percebida" com o uso de ondas sísmicas. Além disso, deveria haver muitas delas lá embaixo. A partir do conhecimento do movimento das placas no passado, podemos estimar que, apenas a partir da fragmentação da Pangeia, a litosfera reciclada de volta para o manto totaliza uma área equivalente à da superfície terrestre. Certamente, os cientistas encontraram regiões de material mais frio no manto profundo sob as Américas do Norte e do Sul, o leste da Ásia e outros sítios adjacentes aos limites de colisão de placas. Essas zonas ocorrem como extensões de lascas litosféricas descendentes, e algumas parecem ir até profundidades tão grandes quanto o limite núcleo-manto. A partir dessa evidência, a maioria dos cientistas concluiu que a reciclagem das placas ocorre por meio de convecção que afeta o manto inteiro, mais do que convecção estratificada.

## Qual é a natureza das correntes de convecção ascendentes?

A existência da convecção do manto implica que aquilo que desce deve subir. Os cientistas aprenderam muito a respeito das correntes de convecção descendentes porque elas são marcadas por estreitas zonas de litosfera fria mergulhante que pode ser detectada por ondas sísmicas, como acabamos de ver. E o que se poderia dizer sobre as correntes de convecção ascendentes de material do manto necessárias para equilibrar a subducção? Existem zonas de ascensão de material mantélico em forma de camadas diretamente abaixo das dorsais mesoceânicas? A maioria dos cientistas que estudam o assunto pensa que não. Em vez disso, acredita que as correntes ascendentes são mais lentas e espalhadas sobre regiões mais largas. Essa visão é consistente com a ideia de que a expansão do assoalho oceânico é um processo mais passivo: praticamente em qualquer lugar onde você afastar as placas, vai ser gerado um centro de expansão.

Existe, no entanto, uma possível exceção: um tipo de corrente ascendente em forma de jato, chamado de **pluma do manto** (Figura 2.19). A melhor evidência para as

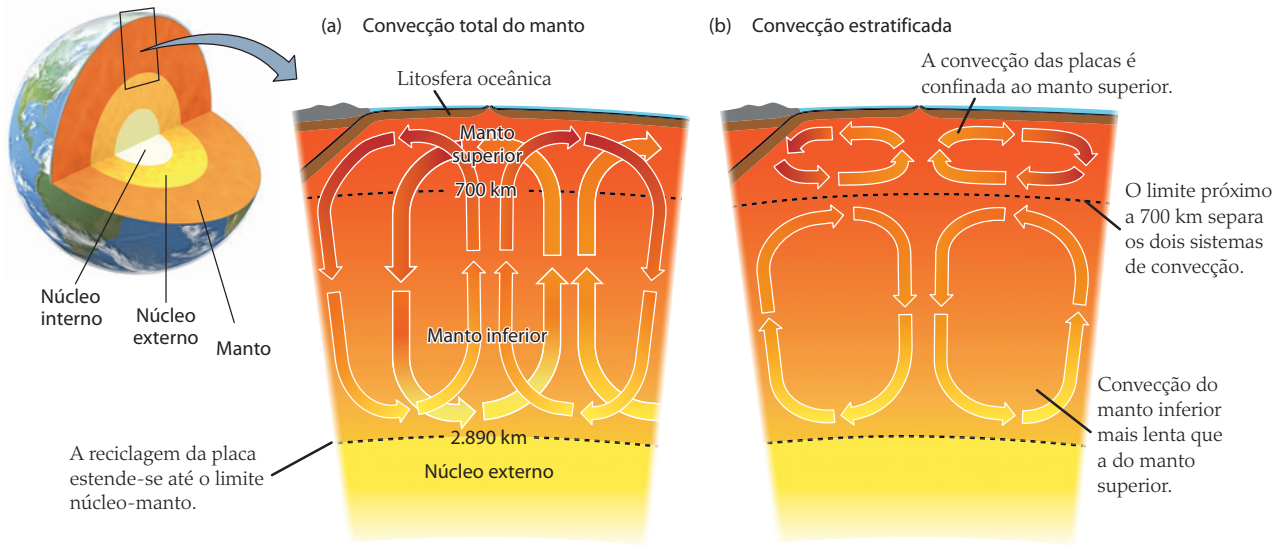



**FIGURA 2.18** ■ Duas hipóteses competidoras para a extensão da profundidade do sistema de convecção do manto que recicla a litosfera.

plumas do manto vem de regiões de vulcanismo intenso e localizado (chamadas de *pontos quentes*), como o Havaí, onde enormes vulcões estão sendo formados no meio de placas, distantes de qualquer centro de expansão. As plumas são entendidas como cilindros finos, de menos de 100 km de diâmetro, de material que ascende rapidamente a partir do manto profundo (abaixo da astenosfera). As plumas do manto são tão intensas que podem literalmente formar buracos nas placas e extravasar grandes volumes de lava. As plumas talvez sejam responsáveis por derrames de lava tão volumosos que podem ter mudado o clima da Terra e causado extinção em massa (ver Capítulo 1). Veremos o vulcanismo de plumas com mais detalhes no Capítulo 12.

A hipótese da pluma foi primeiramente proposta por um dos fundadores da tectônica de placas, W. Jason Morgan, da Universidade de Princeton, em 1970, logo após o estabelecimento dessa teoria. Como outros aspectos do sistema de convecção do manto, no entanto, as observações sobre as correntes de convecção ascendentes são indiretas, e a hipótese das plumas permanece bastante controvertida.

## A teoria da tectônica de placas e o método científico

No capítulo anterior, abordamos o método científico e as maneiras por meio das quais ele guia o trabalho dos geólogos. No contexto do método científico, a tectônica de placas é uma teoria corroborada,[16] cuja força reside em sua simplicidade, generalidade e consistência com muitos tipos de observações. As teorias podem ser sempre revertidas ou modificadas. Como vimos anteriormente, várias hipóteses competidoras têm sido desenvolvidas acerca do modo como a convecção gera a tectônica de placas. Mas a teoria da tectônica de placas – como as teorias da idade da Terra, da evolução da vida e da genética – explica tanto e tão bem, que tem sobrevivido a muitos esforços para falseá-la, de modo que os geólogos a tratam como fato.

A pergunta que permanece é: por que a tectônica de placas não foi descoberta mais cedo? Por que a comunidade científica demorou tanto para mudar do ceticismo a respeito da deriva continental para a aceitação da teoria da tectônica de placas? Os cientistas trabalham com diferentes estilos. Suas mentes particularmente inquiridoras, desinibidas e sintetizantes fazem com que, frequentemente, sejam os primeiros a perceber as grandes verdades. Embora sua percepção comumente possa mostrar-se falsa (pense nos erros que Wegener cometeu na proposição da deriva continental), esses visionários, na maioria das vezes, são os primeiros a enxergar as grandes generalizações da ciência. Merecidamente, eles são aqueles dos quais a história se lembra.

A maioria dos cientistas, no entanto, procede mais cautelosamente e espera um lento processo de coleta de evidências que deem suporte à teoria. A deriva continental e a expansão do assoalho oceânico foram lentamente aceitas porque as ideias audaciosas foram apresentadas muito antes das firmes evidências. Os oceanos tiveram de ser explorados, novos instrumentos precisaram ser desenvolvidos e utilizados e foi necessário que o mar profundo fosse perfurado para ver o que existia lá antes que a maioria deles pudesse ser convencida. Hoje, muitos cientistas ainda estão esperando ser convencidos das ideias a respeito de como o sistema de convecção realmente funciona.

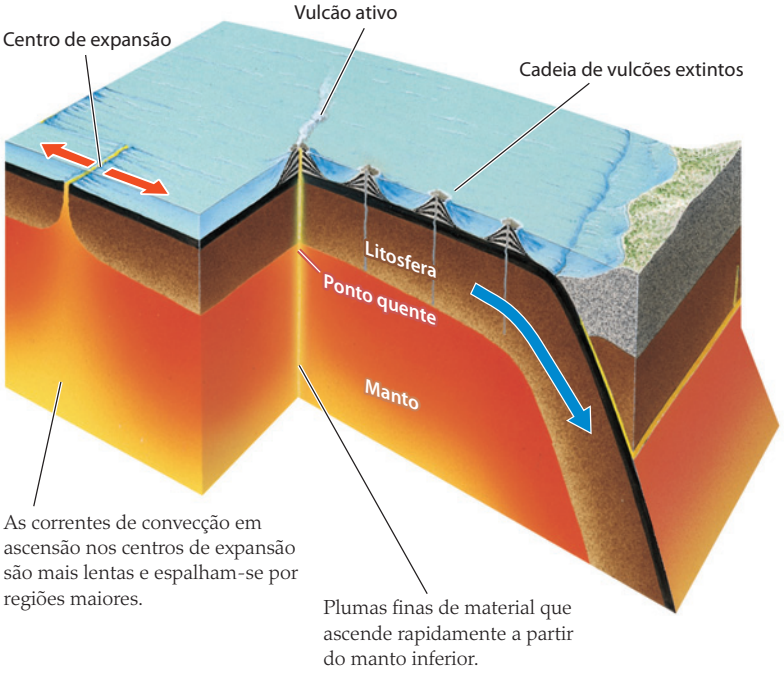



**FIGURA 2.19** ■ Um modelo da hipótese da pluma do manto.

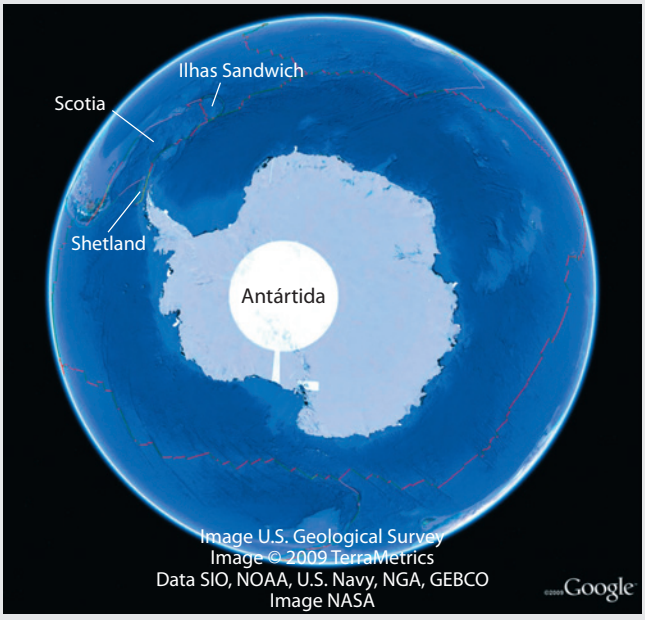
# Projeto no Google Earth

Este capítulo tem como enfoque a teoria fundamental da tectônica de placas e como ela integrou observações anteriormente independentes em um todo unificado. Para vislumbrar a tectônica de placas em escala global, vamos começar vendo a Terra de uma altitude de 11.000 km. Gire o globo usando o controle virtual no canto superior direito da tela. Observe que essa visão global elimina a distorção de uma projeção de Mercator em altas latitudes e permite que você veja as regiões polares que não são mostradas nesse tipo de mapa.

***LOCALIZAÇÃO*** Antártida, Dorsal Mesoatlântica e Oceano Pacífico Sul.

***OBJETIVO*** Investigar os limites de placas divergentes.

***REFERÊNCIA*** Figuras 2.1, 2.7 e 2.15




1. Navegue até o Polo Sul e visualize o continente da Antártida. De uma altitude de cerca de 7.000 km, examine o continente e os limites de placas que o circundam. Use a Figura 2.7 para ajudá-lo a identificar os tipos de limites de placas ao redor do continente. Com base nesses tipos, como a área superficial da Placa da Antártida está mudando ao longo do tempo?
   *a.* A área superficial da placa está diminuindo.
   *b.* A área superficial da placa está aumentando.
   *c.* Não há mudança resultante na área superficial da placa.
   *d.* Não há informações disponíveis para dizer como a área superficial da placa está mudando ao longo do tempo.
2. Navegue para o norte até a bacia do Oceano Atlântico. Encontre a visível cadeia de montanhas submarinas que vai de sul a norte através da parte central da bacia oceânica – a Dorsal Mesoatlântica – e considere sua relação com os continentes nos dois lados. Observe que as bordas submersas do leste da América do Sul e do oeste da África teriam um encaixe perfeito – evidência da deriva continental. À medida que você se desloca para o norte, concentre-se na secção da dorsal entre 15°N e 30°N, com altitude de cerca de 2.200 km. Talvez seja melhor ativar a opção "grade", na aba "Visualizar", na parte superior do navegador do GE para encontrar essa localização com maior facilidade. Baseado em suas observações, qual é a melhor descrição do limite de placas ao longo dessa porção da Dorsal Mesoatlântica?
   *a.* Um limite divergente contínuo
   *b.* Um limite convergente contínuo

*c.* Um padrão escalonado de centros de expansão separados por falhas transformantes perpendiculares
*d.* Um padrão escalonado de zonas de subducção separadas por falhas transformantes perpendiculares

3. Agora que você se familiarizou com o sistema da Dorsal Mesoatlântica, vamos usar o Google Earth para solucionar o problema extra da Geologia na Prática. Naquele problema, temos que comparar a velocidade média da deriva continental entre a América do Norte e a África com a taxa atual de 23 mm/ano, determinada a partir de medições com GPS. Na reconstrução do supercontinente Pangeia na Figura 2.1, pode-se ver que a margem norte-americana logo ao leste de Charleston, na Carolina do Sul, uma vez se encaixava na margem africana a oeste de Dakar, no Senegal. No mapa das isócronas da Figura 2.15, você pode estimar que os dois continentes começaram a se separar por rifteamento cerca de 200 a 180 milhões de anos atrás (ver também Figura 2.16). Usando a ferramenta de régua do GE para medir a largura do oceano nessas localizações, estime a velocidade média em que o Atlântico se abriu. Que velocidade é essa e como ela se compara com a taxa atual de deriva continental?
   *a.* 5-10 mm/ano, muito mais lenta do que a taxa atual
   *b.* 15-20 mm/ano, mais lenta do que a taxa atual
   *c.* 20-25 mm/ano, comparável à taxa atual
   *d.* 30-35 mm/ano, mais rápida do que a taxa atual
4. Use a janela de busca do GE para localizar a Ilha de Páscoa na costa oeste da América do Sul (ela pertence ao Chile). Diminuindo o *zoom* para uma altitude de 5.250 km, pode-se avaliar como essa ilha é pequena e remota. Comparando as feições topográficas no assoalho oceânico com as da Figura 2.7, você conseguirá localizar a Ilha de Páscoa (digite "Easter Island") na figura (não está indicada). De qual limite de placa a Ilha de Páscoa está mais próxima, e qual é a taxa atual da expansão do assoalho oceânico nesse limite?
   *a.* Limite entre as placas da América do Norte e do Pacífico; 63 mm/ano
   *b.* Limite entre as placas do Pacífico e de Nazca; 150 mm/ano
   *c.* Limite entre as placas da América do Norte e da África; 24 mm/ano
   *d.* Limite entre as placas de Nazca e da América do Sul; 79 mm/ano

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Localize a Ilha de San Ambrosio (digite "Isla de San Ambrosio"), outra minúscula ilha na costa oeste do Chile, a 26°20′34″ S, 79°53′19″ W, e meça sua distância da Ilha de Páscoa usando a ferramenta de régua. No mapa das isócronas da Figura 2.15, pode-se ver que o assoalho oceânico próximo à Ilha de San Ambrosio tem aproximadamente 35 milhões de anos. Qual é a taxa média de expansão do assoalho oceânico ao longo desses 35 milhões de anos, e como ela se compara com a taxa atual próximo à Ilha de Páscoa? (*Dica*: suponha que a expansão do assoalho oceânico tenha sido simétrica no limite entre as placas do Pacífico e de Nazca nos últimos 35 milhões de anos.)
   *a.* 70-90 mm/ano, muito mais lenta do que a taxa atual
   *b.* 140-160 mm/ano, comparável à taxa atual
   *c.* 160-180 mm/ano, um pouco mais rápida do que a taxa atual
   *d.* 200-220 mm/ano, muito mais rápida do que a taxa atual

## RESUMO

***O que é a teoria da tectônica de placas?*** De acordo com a teoria da tectônica de placas, a litosfera está fragmentada em cerca de 12 placas rígidas que se movimentam pela superfície terrestre. Três tipos de limites de placas são definidos pelo movimento relativo das mesmas: divergente, convergente e falha transformante. A área superficial da Terra não muda com o tempo; portanto, a área da nova listosfera criada em limites divergentes equivale à área da litosfera reciclada em limites convergentes por subducção no manto.

***Quais são as características geológicas dos limites das placas?*** Muitas feições geológicas desenvolvem-se nos limites das placas. Os limites divergentes são tipicamente marcados por atividade vulcânica e terremotos na crista das dorsais mesoceânicas. As margens convergentes são marcadas por fossas de mar profundo, terremotos, soerguimento de montanhas e vulcões. Os limites das falhas transformantes, ao longo das quais as placas deslizam horizontalmente uma em relação à outra, podem ser reconhecidos por atividades de terremotos e deslocamento nas feições geológicas.

***Como se pode determinar a idade do assoalho oceânico?*** Podemos medir a idade do assoalho oceânico usando magnetização termorremanente. Padrões de anomalias magnéticas mapeadas no fundo oceânico podem ser comparados com uma escala de tempo magnético que foi

estabelecida usando as anomalias magnéticas de lavas de idades conhecidas em terra. As idades do assoalho oceânico foram verificadas por meio de datamento de amostras de rochas obtidas por perfuração de mar profundo. Os geólogos podem, atualmente, desenhar isócronas para a maioria dos oceanos, habilitando-se a reconstruir a história da expansão do assoalho oceânico durante os últimos 200 milhões de anos. Usando esses métodos e outros dados geológicos, os geólogos construíram um modelo detalhado de como a Pangeia fragmentou-se e os continentes derivaram para a sua presente configuração.

***Qual é o motor que move a tectônica de placas?*** O sistema da tectônica de placas é movido pela convecção do manto, e a energia vem do calor interno da Terra. As forças gravitacionais atuam na litosfera em resfriamento à medida que ela desliza do centro de expansão e mergulha de volta no manto em zonas de subducção. A litosfera mergulhante estende-se tão profundamente que alcança até o limite núcleo-manto, indicando que todo o manto está envolvido no sistema de convecção que recicla as placas. As correntes de convecção ascendentes podem incluir plumas do manto, que são intensos jorros do manto profundo, causando vulcanismo localizado em pontos quentes no meio de placas.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

anomalia magnética (p. 37)
arco de ilha (p. 36)
centro de expansão (p. 34)
deriva continental (p. 26)
dorsal mesoceânica (p. 34)
expansão do assoalho oceânico (p. 27)
falha transformante (p. 33)
Geodésia (p. 41)
isócronas (p. 42)
limite convergente (p. 32)
limite divergente (p. 32)
escala de tempo magnético (p. 38)
Pangeia (p. 26)
pluma do manto (p. 50)
Rodínia (p. 48)
subducção (p. 35)
tectônica de placas (p. 29)
velocidade relativa das placas (p. 40)

## EXERCÍCIOS

1. Usando a Figura 2.7, desenhe os limites da Placa da América do Sul em uma folha de papel e identifique os segmentos que são falhas divergentes, convergentes e transformantes. Aproximadamente que fração da área da placa é ocupada pelo continente sul-americano? A fração da Placa da América do Sul ocupada pela crosta oceânica está aumentando ou diminuindo ao longo do tempo? Explique sua resposta usando os princípios da tectônica de placas.
2. Na Figura 2.7, identifique um exemplo de limite de falha transformante que (*a*) conecta um limite de placa divergente com um limite convergente e um que (*b*) conecta dois limites de placas convergentes.
3. Usando o mapa de isócronas da Figura 2.15, estime há quanto tempo os continentes da Austrália e da Antártida foram separados pela expansão do assoalho oceânico. Isso ocorreu antes ou depois da América do Sul ter se separado da África?
4. Cite três cinturões de montanhas formados por colisões continentais que estão ocorrendo agora ou que ocorreram no passado.
5. A maioria dos vulcões ativos está localizada sobre ou próximo de limites de placas. Dê um exemplo de um vulcão que não esteja sobre um limite de placas e descreva uma hipótese consistente com a tectônica de placas que possa explicar sua presença lá.

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Por que há vulcões ativos na costa do Pacífico em Washington e Oregon, mas não ao longo da costa leste dos Estados Unidos?
2. Que erros Wegener cometeu ao formular sua teoria da deriva continental? Você acha que a rejeição a sua teoria, por parte dos geólogos daquela era, se justificava?
3. Você caracterizaria a tectônica de placas como hipótese, teoria ou fato? Por quê?
4. Como as diferenças entre as crostas continental e oceânica afetam o modo como as placas litosféricas interagem?
5. Na Figura 2.15, as isócronas estão distribuídas simetricamente no Oceano Atlântico, mas não no Oceano Pacífico. Por exemplo, assoalho oceânico de até 180 milhões de anos (em azul-escuro) é encontrado no oeste, mas não no leste do Pacífico. Por quê?
6. A teoria da tectônica de placas não foi inteiramente aceita até que os padrões bandados de magnetismo no assoalho oceânico fossem descobertos. À luz das observações anteriores – o encaixe enigmático dos continentes, a ocorrência de fósseis das mesmas formas de vida nos dois lados do Atlântico e a reconstrução de antigas condições climáticas –, por que esses padrões bandados de magnetismo são uma peça central de evidência?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] O substantivo feminino "Pangeia" é encontrado com essa grafia na maioria dos dicionários.

[2] Entre as várias possibilidades de tradução de *seafloor spreading*, encontram-se, na literatura brasileira, "espalhamento", "espraiamento" e "expansão" do "assoalho", "fundo" ou "leito" "oceânico" ou "submarino". Optou-se por "expansão do assoa-

lho oceânico" como a melhor expressão para designar o contínuo acrescentamento de material a partir de um centro, de modo a constituir um objeto tridimensional, a crosta oceânica, que vai se expandindo lateralmente. Tanto "espalhamento" como "espraiamento" são vocábulos mais apropriados para expressar o derramamento de líquidos, embora também venham sendo utilizados. Dentre os vocábulos "assoalho", "fundo" e "leito", o primeiro é o que melhor designa que o evento refere-se a um objeto tridimensional, ou seja, a crosta oceânica, cuja face superior vem a ser o fundo ou o leito submarino ou oceânico.

[3] O termo *mid-atlantic ridge* tem sido tradicionalmente traduzido em português como "dorsal mesoatlântica", embora também seja encontrado como "cadeia" ou "cordilheira". Preferimos "dorsal" aos demais termos, embora não sejam errados, por ser de uso mais antigo e por designar de forma menos ambígua uma feição exclusiva do assoalho oceânico e muito distinta das cadeias e cordilheiras continentais e mesmo de outras elevações submarinas. Além disso, o vocábulo inglês *ridge* denota ao mesmo tempo "crista" e "sulco", sendo bem apropriado para designar uma elevação que em seu centro tem duas cristas separadas por um vale em rifte. Porém, o mesmo não ocorre com seus possíveis correlatos em português, "cadeia" ou "cordilheira", que não designam vale de afundamento, mas, pelo contrário, "sucessão extensa de montanhas".

[4] O vocábulo "rifte", derivado do inglês *rift*, significando "brecha, fenda", está dicionarizado em Suguio (1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar*) e no *Dicionário Houaiss da Língua Portuguesa*, sendo equivalente a "vale de afundamento" ou, também, a "vale de desabamento tectônico".

[5] *Scripps Institution of Oceanography*.

[6] A designação das placas em português não é uniformizada. Enquanto a designação em inglês é feita mediante a adição do adjetivo gentílico ao substantivo "placa", como em *Pacific Plate* e *African Plate*, em português não há uma regra clara. Na presente obra, adotou-se a regra de pospor o topônimo, como sugerem os melhores estilos em português, ao substantivo "placa".

[7] O vocábulo "subducção" (em inglês, *subduction*) não está dicionarizado, bem como o verbo "subductar", utilizados na literatura geológica brasileira. Eles são derivados das palavras latinas *sub* ("por baixo") e *ductus* ("levar, conduzir, transportar") e significam, portanto, "conduzir, levar, transportar por baixo de".

[8] Também grafado em português como Ácaba.

[9] Também denominado de "arco insular".

[10] Também traduzido como Cadeia das Cascatas.

[11] Nome tradicional dessa feição, que eventualmente também é grafada como Cadeia do Leste do Pacífico.

[12] *National Science Foundation*.

[13] A Grande Pirâmide de Quéops, construída de 2606 a 2583 a.C., tem 146 m de altura e uma base cujo lado do quadrado mede 230 m. Foram utilizados cerca de 2,6 milhões de blocos de granito dispostos em 201 fileiras, tendo a mais inferior 1,5 m de altura e a do topo, 0,55 m.

[14] Sigla da expressão inglesa *Global Positioning System*.

[15] O vocábulo Tethys está dicionarizado em Suguio (1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar*).

[16] No original, *confirmed theory*. Porém, segundo os modernos conceitos da Epistemologia, é melhor dizer-se, neste caso, "teoria corroborada" do que "confirmada".

# 3

# Materiais da Terra: Minerais e Rochas


O que é um mineral? ■ 58
A estrutura da matéria ■ 59
A formação dos minerais ■ 61
Classes de minerais formadores de rochas ■ 65
Propriedades físicas dos minerais ■ 69
O que é uma rocha? ■ 74
O ciclo das rochas: interação dos sistemas da tectônica de placas e do clima ■ 79
Concentrações de recursos minerais valiosos ■ 81


No Capítulo 2, vimos como a tectônica de placas pode explicar a dinâmica e as estruturas de grandes proporções da Terra, mas pouco foi visto sobre a imensa variedade de materiais que aparecem nos ambientes geotectônicos. Neste capítulo, vamos dirigir nossa atenção a esses materiais: os minerais e as rochas. Os minerais são os constituintes básicos das rochas, que, por sua vez, são os registros da história geológica. As rochas e os minerais ajudam a determinar a estrutura da Terra, da mesma forma como o concreto, o aço e o plástico identificam a estrutura, o *design* e a arquitetura dos grandes edifícios.

Para contar a história da Terra, os geólogos frequentemente adotam uma "estratégia de Sherlock Holmes", utilizando as evidências existentes para deduzir os processos e eventos que ocorreram em um determinado local, em tempos passados. Por exemplo, os tipos de minerais presentes em uma rocha vulcânica podem fornecer evidências de que as erupções trouxeram à superfície terrestre rochas fundidas, enquanto os minerais de um granito revelam que este cristalizou na crosta profunda, nas altas temperaturas e pressões que ocorrem quando duas placas continentais colidem. O conhecimento da geologia de uma região permite-nos fazer previsões consistentes sobre os locais onde há possibilidade de descobrir recursos minerais de importância econômica.

**Este capítulo começa com uma descrição dos minerais – o que são, como se formam e como podem ser identificados. A seguir, voltamos nossa atenção para os principais grupos de rochas formadas a partir desses minerais e os ambientes geológicos em que elas se formam.**

Cristais de ametista e quartzo, crescendo sobre cristais de epídoto (verdes). As superfícies planas são faces de cristais, cujas geometrias são determinadas pelo arranjo subjacente dos átomos que os compõem. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

## O que é um mineral?

Os minerais são os constituintes básicos das rochas. A **Mineralogia** é o ramo da Geologia que estuda a composição, a estrutura, a aparência, a estabilidade, os tipos de ocorrência e as associações de minerais. Com ferramentas apropriadas, pode-se separar cada um dos minerais que constituem as rochas. Poucos tipos de rochas, como os calcários, contêm apenas um mineral (neste caso, a calcita). Outros tipos, como o granito, são constituídos de vários minerais diferentes. Para identificar e classificar os diversos tipos de rochas que compõem a Terra e entender como se formaram, devemos saber como os minerais são formados.

Os geólogos definem um **mineral** como uma substância de ocorrência natural, sólida, cristalina, geralmente inorgânica, com uma composição química específica. Os minerais são homogêneos: não podem ser divididos, por meios mecânicos, em componentes menores.

Vamos examinar detalhadamente a seguir cada parte da nossa definição de mineral.

*De ocorrência natural:* Para ser qualificada como um mineral, uma substância deve ser encontrada na natureza. Os diamantes que são retirados das minas da África do Sul, por exemplo, são minerais. Os exemplares sintéticos, produzidos em laboratórios industriais, não são considerados minerais, nem os milhares de produtos inventados pelos químicos.

*Substância sólida cristalina:* Os minerais são substâncias sólidas – não são líquidos nem gases. Quando dizemos que um mineral é cristalino, queremos nos referir ao fato de que as minúsculas partículas de matéria, ou átomos, que o compõem estão dispostas em um arranjo tridimensional ordenado e repetitivo. Os materiais sólidos que não têm um arranjo ordenado desse tipo são considerados vítreos ou amorfos (sem forma) e por convenção não são considerados minerais. O vidro de janela é amorfo, como também alguns vidros naturais formados durante as erupções vulcânicas. Mais adiante, neste capítulo, discutiremos com mais detalhe os processos que formam os materiais cristalinos.

*Geralmente inorgânico:* Os minerais são definidos como substâncias inorgânicas, excluindo assim os materiais orgânicos que formam os corpos das plantas e dos animais. A matéria orgânica é composta de carbono orgânico, que é a forma de carbono encontrada em todos os organismos vivos ou mortos. A vegetação em decomposição em um pântano pode ser transformada, por processos geológicos, em carvão, que também é feito de carbono orgânico, mas, embora forme depósitos naturais, o carvão não é tradicionalmente considerado um mineral. Muitos minerais são, entretanto, secretados por organismos.[1] Um desses minerais, a calcita (**Figura 3.1**), forma as conchas de ostras e de muitos outros organismos e contém carbono inorgânico. Essas conchas acumulam-se no assoalho oceânico, onde podem ser transformadas, por um processo geológico, em calcário. A calcita dessas conchas satisfaz a definição de mineral, por ser inorgânica e cristalina.

*Com uma composição química específica:* A chave para entendermos a composição dos materiais que formam a Terra reside em conhecer como os elementos químicos estão organizados nos minerais. O que torna cada mineral único é a sua composição química e a forma como estão dispostos os átomos na sua estrutura interna. A composição química de um mineral,

(a) (b)

**FIGURA 3.1** ■ Muitos minerais são secretados por organismos. (a) O mineral calcita contém carbono inorgânico. (b) A calcita é encontrada nas conchas de muitos organismos marinhos, como esses foraminíferos. [(a) John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum; (b) Andrew Syred/Photo Researchers]

dentro de limites definidos, tanto pode ser fixa como variável. O quartzo, por exemplo, tem uma proporção fixa de dois átomos de oxigênio para um de silício. Essa proporção nunca muda, embora o quartzo possa ser encontrado em muitos tipos de rochas. Da mesma forma, os elementos químicos que compõem o mineral olivina – ferro, magnésio, oxigênio e silício – sempre ocorrem em uma proporção fixa. Embora a razão entre o número de átomos de ferro e magnésio possa variar, a proporção entre a soma dos mesmos e o total de átomos de silício sempre permanece constante.

## A estrutura da matéria

Em 1805, John Dalton, um químico inglês, formulou a hipótese de que cada elemento químico consiste em diferentes tipos de átomos, que todos os átomos de um dado elemento químico são idênticos e que os compostos químicos são formados por várias combinações de átomos de diferentes elementos em proporções definidas. No início do século XX, os físicos, químicos e mineralogistas, trabalhando a partir das ideias de Dalton, conseguiram entender a estrutura da matéria de uma forma muito próxima daquela aceita atualmente. Sabemos hoje que um *átomo* é a menor parte de um elemento que conserva as propriedades físicas e químicas deste. Também sabemos que os átomos são as menores unidades de matéria que se combinam nas reações químicas e que os próprios átomos são divisíveis em unidades ainda menores.

## A estrutura dos átomos

O conhecimento da estrutura dos átomos permite-nos predizer como os elementos químicos irão reagir uns com os outros, formando novas estruturas cristalinas. A estrutura de um átomo é definida por um núcleo, que contém prótons e nêutrons e que é cercado por elétrons. Para informações mais detalhadas a respeito da estrutura dos átomos, consulte o Apêndice 3.

**O NÚCLEO: PRÓTONS E NÊUTRONS** No centro de cada átomo, há um *núcleo* denso, no qual está contida virtualmente toda a massa do átomo em dois tipos de partículas: prótons e nêutrons (**Figura 3.2**). O *próton* tem uma carga elétrica positiva +1. O *nêutron* é eletricamente neutro – isto é, sem carga. Os átomos de um mesmo elemento químico podem ter diferentes números de nêutrons, mas o número de prótons não varia. Por exemplo, todos os átomos de carbono têm seis prótons.

**ELÉTRONS** Circundando o núcleo, há uma nuvem de partículas em movimento, os *elétrons*, cada qual com uma massa tão pequena que, por convenção, é considerada de valor zero. Cada elétron tem uma carga elétrica −1. O número de prótons de qualquer átomo é balanceado pelo mesmo número de elétrons da nuvem que circunda o núcleo; portanto, um átomo é eletricamente neutro. Assim, o núcleo de um átomo de carbono é circundado por seis elétrons (ver Figura 3.2).

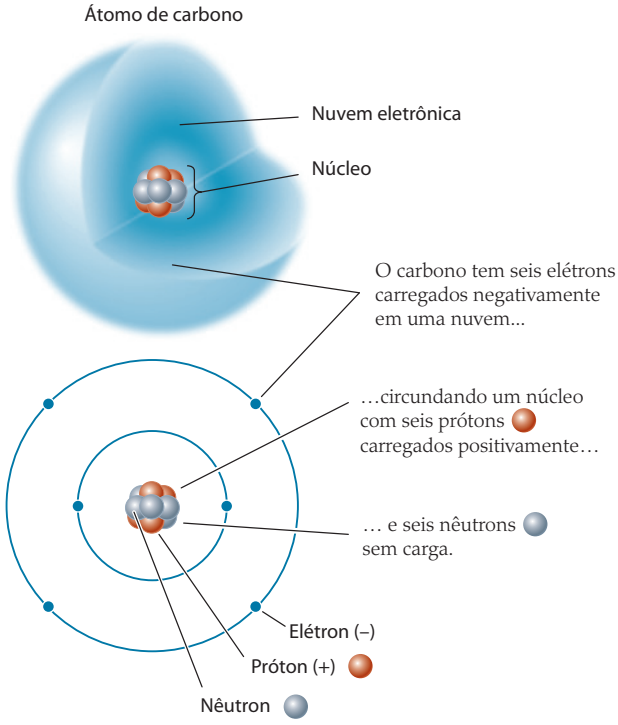



**FIGURA 3.2** ■ Estrutura do átomo de carbono (carbono-12). Os seis elétrons, cada um com carga −1, são representados como uma nuvem carregada negativamente, que circunda o núcleo; este contém seis prótons, cada qual com carga +1, e seis nêutrons, cada qual com carga zero. No desenho, o tamanho do núcleo está representado em uma escala muito exagerada; ele é pequeno demais para ser exibido em uma escala verdadeira.

## Número atômico e massa atômica

O número de prótons do núcleo de um átomo é chamado de **número atômico**. Como todos os átomos de um mesmo elemento têm igual número de prótons, então eles também têm o mesmo número atômico. Todos os átomos com seis prótons, por exemplo, são átomos de carbono (número atômico 6). Na verdade, o número atômico de um elemento pode nos dizer tantas coisas sobre o seu comportamento, que a tabela periódica foi organizada de acordo com esse número (ver Apêndice 3). Os elementos de uma mesma coluna da tabela periódica, como o carbono e o silício, tendem a ter propriedades químicas semelhantes.

A **massa atômica** de um elemento é a soma das massas de seus prótons e nêutrons. (Os elétrons, por terem uma massa muito pequena, não são incluídos nessa soma.) Embora o número de prótons seja constante, os átomos de um mesmo elemento químico podem ter diferentes números de nêutrons e, portanto, diferentes massas atômicas. Esses vários tipos de átomos são chamados de **isótopos**. Todos os isótopos do elemento carbono, por exemplo, têm seis prótons, podendo ter seis, sete e oito nêutrons, cujas massas atômicas serão, portanto, 12, 13 e 14, respectivamente.

Na natureza, os elementos químicos existem como misturas de isótopos e, assim, suas massas atômicas nunca são números inteiros. A massa atômica do carbono, por exemplo, é 12,011. É próxima a 12, porque o isótopo carbono-12 é, de longe, muito mais abundante. A abundância relativa entre os diferentes isótopos de um elemento na Terra é determinada por processos que causam o aumento da quantidade de alguns isótopos em relação aos outros. O carbono-12, por exemplo, é favorecido por algumas reações, como a fotossíntese, nas quais os compostos de carbono orgânico são produzidos a partir de compostos de carbono inorgânico.

## Reações químicas

A estrutura de um átomo determina suas reações químicas com os demais. As *reações químicas* são interações entre átomos de dois ou mais elementos químicos em certas proporções fixas, produzindo compostos químicos. Por exemplo, quando dois átomos de hidrogênio combinam-se com um de oxigênio, formam um novo composto químico: a água ($H_2O$). As propriedades de um composto químico podem ser inteiramente diferentes daquelas dos seus elementos constituintes. Por exemplo, quando um átomo de sódio, um metal, combina-se com um átomo de cloro, um gás nocivo, forma-se o composto químico cloreto de sódio, mais conhecido como sal de cozinha. Representa-se esse composto pela fórmula química NaCl, na qual o símbolo Na refere-se ao elemento sódio e o Cl, ao cloro. (A cada elemento químico foi atribuído um símbolo próprio, que se usa à maneira de uma notação taquigráfica, para escrever fórmulas e equações químicas; esses símbolos estão na tabela periódica do Apêndice 3.)

Os compostos químicos, como os minerais, são formados por **transferências de elétrons** entre os átomos reagentes ou por **compartilhamento de elétrons** entre eles. O carbono e o silício, dois dos mais abundantes elementos da crosta terrestre, tendem a formar compostos por meio de compartilhamento de elétrons. O diamante é um composto formado inteiramente por átomos de carbono que compartilham elétrons entre si (**Figura 3.3**).

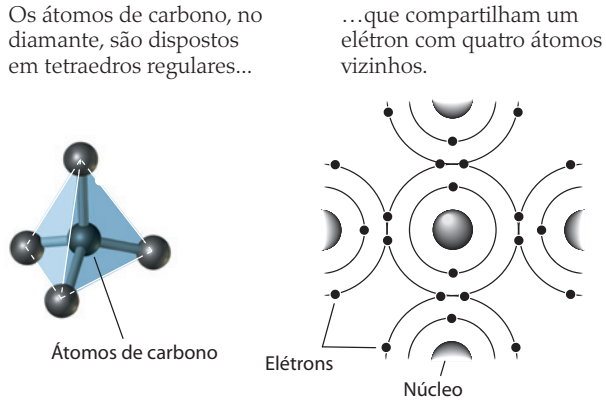



**FIGURA 3.3** ■ Alguns átomos compartilham elétrons para formar ligações covalentes.

Na reação entre os átomos de sódio (Na) e de cloro (Cl) para formar cloreto de sódio (NaCl), elétrons se transferem. O átomo de sódio perde um elétron, que o átomo de cloro ganha (**Figura 3.4a**). Um átomo ou grupo de átomos que tenha carga elétrica, seja positiva ou negativa, devido à perda ou ganho de um ou mais elétrons é chamado de **íon**. Como o átomo de cloro recebeu um elétron com carga negativa, tornou-se um íon carregado negativamente ($Cl^-$). Da mesma forma, a perda de um elétron dá ao átomo de sódio uma carga positiva, tornando-o um íon de sódio ($Na^+$). O composto NaCl permanece eletricamente neutro, pois a carga positiva do $Na^+$ é exatamente balanceada pela carga negativa do $Cl^-$. Um íon carregado positivamente é denominado de **cátion**, e um íon carregado negativamente é chamado de **ânion**.

## Ligações químicas

Quando um composto químico é formado por compartilhamento ou transferência de elétrons, os íons ou átomos que o compõem são mantidos juntos por atração eletrostática entre elétrons com carga negativa e prótons com carga positiva. As atrações, ou *ligações químicas*, entre elétrons compartilhados ou elétrons cedidos e ganhos podem ser fortes ou fracas. As ligações fortes impedem que a substância decomponha-se nos seus elementos constituintes ou em outros compostos. Elas também tornam os minerais duros e impedem que eles se quebrem ou se dividam em partes. Existem dois principais tipos de ligações nos minerais que formam as rochas: as ligações iônicas e as covalentes.

**LIGAÇÕES IÔNICAS** A forma mais simples de ligação química é a **ligação iônica**. As ligações deste tipo formam-se pela atração eletrostática entre íons de cargas opostas, como o $Na^+$ e o $Cl^-$ no cloreto de sódio (ver Figura 3.4a), quando os elétrons são transferidos. Essa atração é exatamente do mesmo tipo da eletricidade estática que faz com que as roupas de náilon ou de seda fiquem grudadas ao nosso corpo.[2] A força de uma ligação iônica diminui muito à medida que a distância entre os íons aumenta e é mais forte se as cargas elétricas destes forem maiores. As ligações iônicas são predominantes nas estruturas cristalinas: cerca de 90% de todos os minerais são compostos essencialmente iônicos.

**LIGAÇÕES COVALENTES** Os elementos que não ganham nem perdem elétrons facilmente para formar íons e que, ao invés disso, formam compostos por compartilhamento eletrônico ligam-se uns aos outros por meio de **ligações covalentes**, que são, em geral, mais fortes que as ligações iônicas. Um exemplo de mineral com estrutura cristalina ligada por meio de covalência é o diamante, que se compõe unicamente do elemento carbono. Os átomos de carbono têm quatro elétrons na camada de valência e adquirem mais quatro por compartilhamento. No diamante, cada átomo de carbono é circundado por quatro outros átomos, dispostos em um *tetraedro* regular, ou seja, uma forma piramidal de quatro faces triangulares (ver Figura 3.3). Nessa configuração, cada átomo de carbono compar-

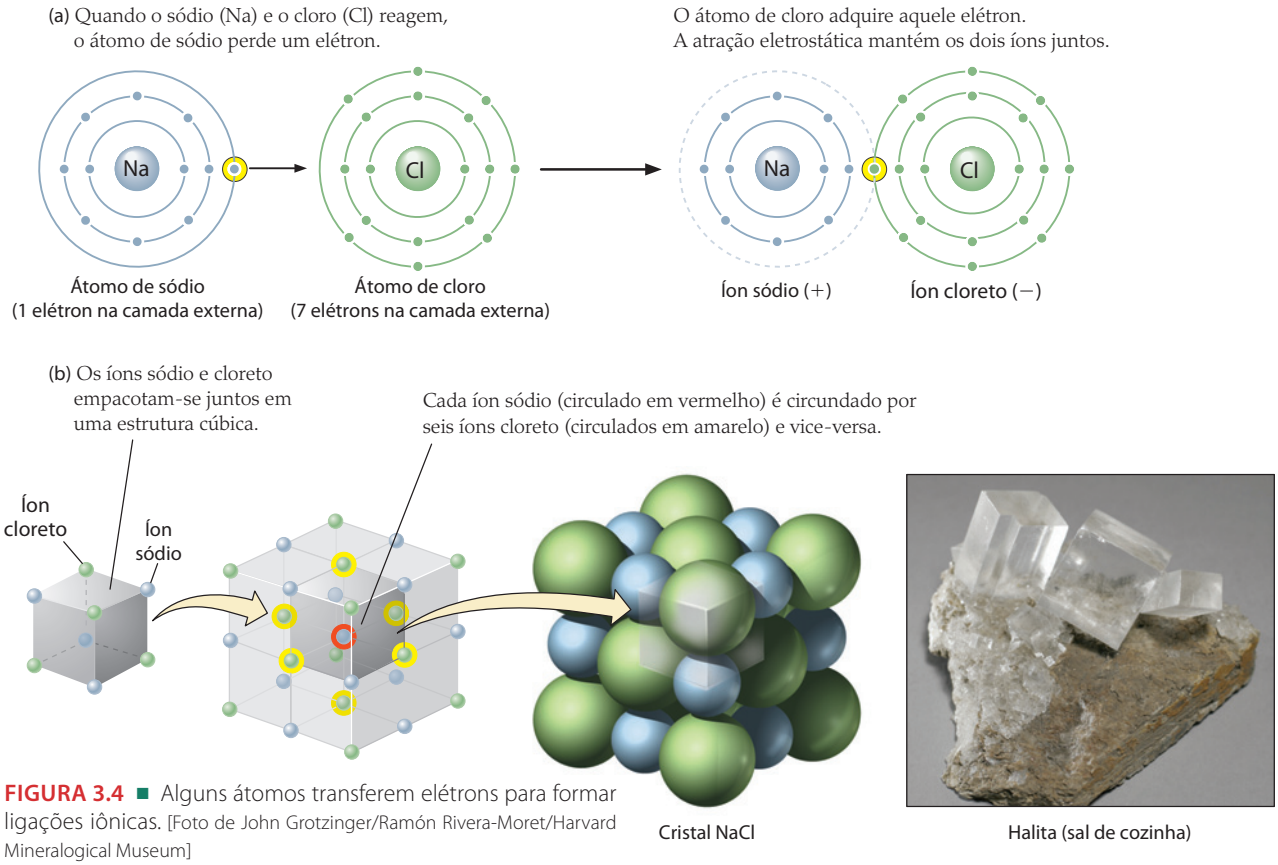



**FIGURA 3.4** ■ Alguns átomos transferem elétrons para formar ligações iônicas. [Foto de John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

tilha um elétron com cada um de seus átomos vizinhos, o que resulta em uma configuração muito estável. A Figura 3.10 mostra um retículo formado por tetraedros de carbono ligados entre si.

**LIGAÇÕES METÁLICAS** Os átomos de elementos metálicos, que têm forte tendência a perder elétrons, são empacotados como se fossem cátions, e os elétrons, que permanecem livres para mover-se, são compartilhados e ficam dispersos entre esses cátions. Esse compartilhamento de elétrons livres resulta em um tipo de ligação covalente chamada de **ligação metálica**, que ocorre em poucos minerais, entre eles, o cobre metálico e alguns sulfetos.

As ligações químicas de alguns minerais têm caráter intermediário entre ligações puramente iônicas e puramente covalentes, pois alguns elétrons são trocados, enquanto outros são compartilhados.

## A formação dos minerais

As formas ordenadas dos minerais resultam das ligações químicas que acabamos de descrever. Os minerais podem ser estudados segundo dois pontos de vista complementares: como agrupamentos de átomos submicroscópicos organizados segundo um arranjo tridimensional ordenado ou como cristais que podem ser vistos a olho nu. Nesta seção, examinamos as estruturas cristalinas dos minerais e as condições em que são formados. Mais adiante, neste capítulo, veremos de que maneira a estrutura cristalina dos minerais se manifesta nas suas propriedades físicas.

## A estrutura atômica dos minerais

Os minerais formam-se pelo processo de **cristalização**, que é o crescimento de um sólido a partir de um gás ou líquido cujos átomos constituintes agrupam-se segundo proporções químicas e arranjos cristalinos adequados (lembre-se de que os átomos dos minerais são organizados segundo um arranjo tridimensional ordenado). Um exemplo de cristalização são as ligações de átomos de carbono do diamante, que é um mineral constituído por ligações covalentes. Sob as altíssimas pressões e temperaturas do manto da Terra, os átomos de carbono juntam-se em tetraedros, cada qual ligado a outros, constituindo uma estrutura tridimensional regular a partir de um grande número de átomos (ver Figura 3.8). À medida que o cristal de diamante cresce, estende sua estrutura tetraédrica em todas as direções, sempre adicionando novos átomos e seguindo um arranjo geométrico próprio. Os diamantes podem ser sintetizados artificialmente a partir do carbono em altas temperaturas e pressões, que reproduzem as condições do manto terrestre.

Os íons sódio e cloreto, que constituem o cloreto de sódio, um mineral cujas ligações são iônicas, também cristalizam segundo um arranjo tridimensional ordenado. Na

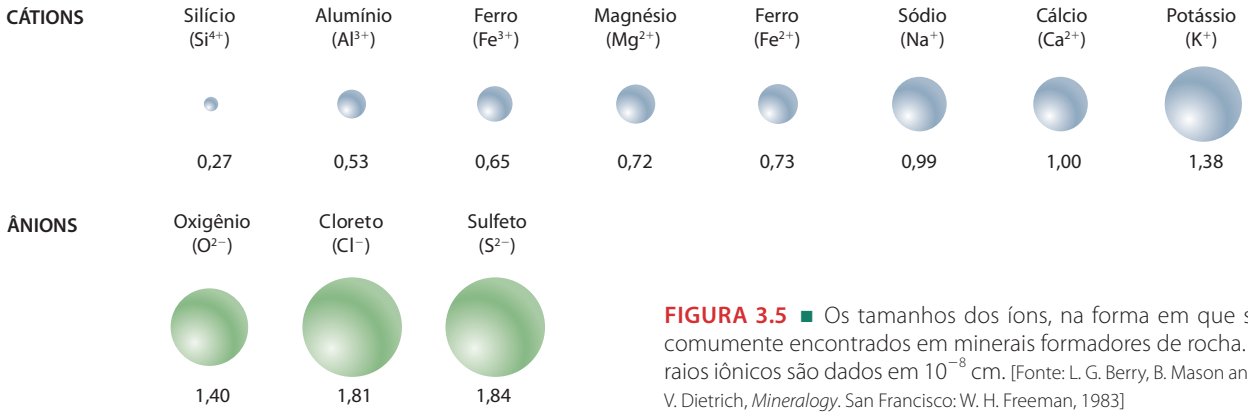



**FIGURA 3.5** ■ Os tamanhos dos íons, na forma em que são comumente encontrados em minerais formadores de rocha. Os raios iônicos são dados em $10^{-8}$ cm. [Fonte: L. G. Berry, B. Mason and R. V. Dietrich, *Mineralogy*. San Francisco: W. H. Freeman, 1983]

Figura 3.4b, podemos ver como é a geometria desse agrupamento, onde cada íon de um elemento é circundado por seis íons do outro, formando uma série de estruturas cúbicas que se estendem em três direções. Podemos assim considerar os íons como se fossem esferas rígidas, empacotadas em conjunto e formando unidades estruturais que se ajustam precisamente. A Figura 3.4b também mostra as dimensões relativas dos íons no NaCl. Os tamanhos relativos dos íons sódio e cloreto permitem que eles se encaixem em um arranjo precisamente ajustado.

Nos minerais mais comuns, a maioria dos cátions é relativamente pequena e a dos ânions é grande (**Figura 3.5**), como é o caso do ânion mais comum na Terra, o oxigênio ($O^{2-}$). Como os ânions tendem a ser maiores que os cátions, a maior parte do espaço de um cristal é ocupada por ânions, e os cátions ocupam os espaços entre estes. Como consequência, as estruturas cristalinas são em grande parte determinadas pela forma como os ânions estão dispostos e pela maneira como os cátions se colocam entre eles.

Os cátions com tamanhos e cargas semelhantes tendem a substituir-se mutuamente e formar compostos de mesma estrutura cristalina, mas com composições químicas diferentes. A *substituição catiônica* é comum em minerais contendo o íon silicato ($SiO_4^{4-}$), e esse processo pode ser ilustrado pela olivina, um mineral do tipo silicato que é abundante em muitas rochas vulcânicas. Os íons ferro ($Fe^{2+}$) e magnésio ($Mg^{2+}$) têm tamanhos semelhantes e duas cargas positivas, podendo então substituir-se mutuamente com muita facilidade na estrutura da olivina. A composição da olivina puramente magnesiana é $Mg_2SiO_4$, e a da olivina puramente ferrífera é $Fe_2SiO_4$. A composição da olivina contendo ferro e magnésio é dada pela fórmula $(Mg,Fe)_2SiO_4$, o que significa simplesmente que o número de cátions de ferro e de magnésio pode variar, mas seu total combinado (expresso pelo número 2 na fórmula da olivina) não muda em relação a cada íon $SiO_4^{4-}$. A proporção entre ferro e magnésio é determinada pela abundância relativa[3] dos dois elementos no material fundido a partir do qual a olivina cristalizou-se. Da mesma forma, o alumínio ($Al^{3+}$) substitui o silício ($Si^{4+}$) em muitos minerais silicáticos. Os íons alumínio e silício são tão similares em tamanho que o primeiro pode tomar o lugar do segundo em muitas estruturas cristalinas. Neste caso, a diferença de carga entre o alumínio (3+) e o silício (4+) é compensada pelo aumento do número de outros cátions, como o sódio (1+).

## A cristalização de minerais

A cristalização começa com a formação de **cristais** microscópicos individuais, que são arranjos tridimensionais ordenados de átomos, nos quais o arranjo básico repete-se em todas as direções. Os limites dos cristais são superfícies *planas* chamadas de *faces cristalinas* (**Figura 3.6**).

**FIGURA 3.6** ■ Cristais de ametista e quartzo, crescendo sobre cristais de epídoto (verde). As superfícies planas são faces cristalinas e refletem a estrutura atômica interna do mineral. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

**FIGURA 3.7** ■ Os cristais perfeitos são raros na natureza, mas, independentemente do grau de irregularidade das faces, os ângulos são sempre exatamente os mesmos. [Foto de Breck P. Kent]

As faces cristalinas de um mineral são a expressão externa da estrutura atômica interior. Na **Figura 3.7** é mostrado o desenho de um cristal perfeito de quartzo junto com a fotografia do mineral real. A forma sextavada (hexagonal) do cristal de quartzo corresponde a sua estrutura atômica interna hexagonal.

Durante a cristalização, os cristais inicialmente microscópicos crescem, mantendo as faces cristalinas enquanto tiverem liberdade de crescimento. Os grandes cristais com faces bem definidas formam-se quando o crescimento é lento e estável e quando há espaço adequado para permitir o crescimento sem interferência de outros cristais próximos (**Figura 3.8**). Por esta razão, a maioria dos grandes cristais forma-se em espaços abertos nas rochas, como fraturas e cavidades.

Entretanto, é comum que os espaços entre os cristais em crescimento encontrem-se preenchidos, ou que a cristalização ocorra com muita rapidez. Dessa forma, os cristais acabam crescendo uns sobre os outros e coalescem para se tornar uma massa sólida de partículas cristalinas, chamadas de **grãos**. Nesse caso, poucos grãos ou nenhum terão faces cristalinas. Cristais suficientemente grandes para serem vistos a olho nu são raros, mas muitos dos minerais nas rochas têm faces cristalinas que podem ser vistas ao microscópio.

Diferentemente dos minerais cristalinos, os materiais vítreos – que, por se solidificarem tão rapidamente a partir de líquidos, não têm qualquer ordem atômica interna – não formam cristais com faces planas. Em vez disso, eles são encontrados como massas com superfícies curvas, irregulares. O mais comum dos vidros é o vidro vulcânico.

## Como se formam os minerais?

Uma maneira de se começar um processo de cristalização é diminuir a temperatura de um líquido abaixo de seu ponto de congelamento. Para a água, por exemplo, 0°C é a temperatura abaixo da qual os cristais de gelo, que é um mineral, começam a se formar. Da mesma forma, um **magma** – que é uma rocha líquida derretida e quente – cristaliza minerais sólidos à medida que se resfria. Quando a temperatura de um magma cai abaixo do seu ponto de fusão, que pode ser mais alto que 1.000°C, dependendo dos elementos que contém, os cristais de silicatos como a olivina ou o feldspato começam a se formar. (Os geólogos normalmente utilizam ponto de fusão de magmas em vez de ponto de congelamento, pois esta palavra, em geral, implica temperaturas baixas.)

A cristalização também pode ocorrer quando os líquidos de uma solução evaporam. Uma *solução* forma-se quando uma substância química é dissolvida em outra,

**FIGURA 3.8** ■ Cristais gigantes são por vezes encontrados em cavernas, onde têm espaço para crescer. Estes cristais de selenita são uma forma de gesso com qualidade de gema (sulfato de cálcio). [Javier Trueba/MSF/Photo Researchers]

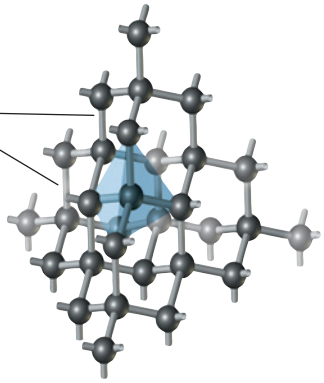
**FIGURA 3.9** ■ Cristais de halita precipitando-se em uma moderna lagoa hipersalina na ilha de San Salvador, nas Bahamas. Note a forma cúbica dos cristais. [John Grotzinger]

como o sal na água. À medida que a água evapora de uma solução salina, a concentração de sal torna-se tão alta que a solução é dita *saturada* – não pode mais conter sal. Se a evaporação continuar, o sal começa a **precipitar**, isto é, abandona a solução sob a forma de cristais. Depósitos de halita, que é o sal de cozinha, formam-se exatamente nessas condições, ou seja, quando a água do mar evapora até o ponto de saturação, em baías ou braços de mares de climas quentes e áridos (**Figura 3.9**).

O diamante e a grafita (que é usada na fabricação de lápis) exemplificam os efeitos dramáticos que a temperatura e a pressão podem exercer na formação de minerais. Esses dois minerais são **polimorfos**, ou seja, estruturas alternativas formadas a partir de um único elemento ou composto químico (**Figura 3.10**). Ambos são formados por carbono, têm diferentes estruturas cristalinas, e sua aparência é, também, bastante diversa. A partir de experimentos e da observação geológica, sabemos que o diamante forma-se e mantém-se estável nas altas pressões e temperaturas do manto terrestre. A alta pressão do manto força os átomos do diamante a ficarem fortemente empacotados e, portanto, o diamante tem uma **densidade**

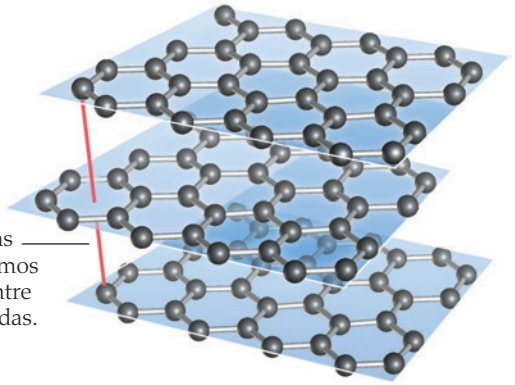
O **diamante** natural é formado nas altas pressões e temperaturas do manto terrestre.

Ligações fortes conectam átomos de carbono com empacotamento fechado em uma estrutura em forma de tetraedro.



Diamante

A **grafita** forma-se em pressões e temperaturas mais baixas que o diamante. Ligações fortes conectam átomos de carbono dispostos em folhas.



Ligações fracas conectam átomos de carbono entre folhas alternadas.

Grafita

**FIGURA 3.10** ■ A grafita e o diamante são polimorfos, estruturas alternativas formadas do mesmo composto químico, o carbono. [Fotos de John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

(massa por unidade de volume, geralmente expressa em gramas por centímetro cúbico, g/cm$^3$) de 3,5 g/cm$^3$, maior que a da grafita, que tem um empacotamento menos fechado e uma densidade de apenas 2,1g/cm$^3$. A grafita forma-se e permanece estável em pressões e temperaturas moderadas, como as da crosta terrestre.

As baixas temperaturas também podem produzir empacotamentos densos de átomos. O quartzo e a cristobalita, por exemplo, são polimorfos de sílica ($SiO_2$). O quartzo forma-se em baixas temperaturas e é relativamente denso (2,7 g/cm$^3$). A cristobalita, que se forma em temperaturas mais altas, tem uma estrutura mais aberta e, portanto, é menos densa (2,3 g/cm$^3$).

## Classes de minerais formadores de rochas

Todos os minerais da Terra são classificados em oito grupos, de acordo com sua composição química (Quadro 3.1)[4]. Alguns minerais, como o cobre, ocorrem naturalmente como elementos puros não ionizados e são classificados como *elementos nativos*. A maioria dos demais minerais é classificada de acordo com seus ânions. A olivina, por exemplo, é classificada como silicato por causa de seu ânion, que tem a fórmula $SiO_4^{4-}$. A halita (cloreto de sódio, NaCl) e sua parente próxima, a silvita, que é o cloreto de potássio (KCl), são ambas classificadas como haletos por causa de seu ânion, o $Cl^-$.

Embora se conheçam milhares de minerais, os geólogos comumente se deparam com pouco mais de 30 minerais diferentes, sendo esses os principais constituintes da maioria das rochas crustais e, por esse motivo, denominados *minerais formadores de rochas*. O pequeno número de minerais formadores de rochas existentes é consequência do reduzido número de elementos encontrados dentre os mais abundantes da crosta terrestre.

Nas páginas seguintes, vamos estudar os cinco grupos mais comuns de minerais formadores de rochas, quais sejam:

- **Silicatos**, os minerais mais abundantes da crosta terrestre, são formados pela combinação de oxigênio (O) e silício (Si) – os dois elementos de maior ocorrência na crosta – com cátions de outros elementos.
- **Carbonatos** são minerais constituídos de carbono e oxigênio, na forma de ânion carbonato ($CO_3^{2-}$) combinado com cálcio e magnésio. A calcita (carbonato de cálcio, $CaCO_3$) é um desses minerais.
- **Óxidos** são compostos de ânion oxigênio ($O^{2-}$) e cátions metálicos; um exemplo é o mineral hematita (óxido de ferro, $Fe_2O_3$).
- **Sulfetos** são compostos de ânion sulfeto ($S^{2-}$) e cátions metálicos. Neste grupo está incluso o mineral pirita (sulfeto de ferro, $FeS_2$).
- **Sulfatos** são compostos de ânion sulfato ($SO_4^{2-}$) e cátions metálicos; o grupo inclui o mineral anidrita (sulfato de cálcio, $CaSO_4$).

As outras três classes químicas de minerais – elementos nativos, hidróxidos e haletos – não são tão comuns quanto os minerais formadores de rochas.

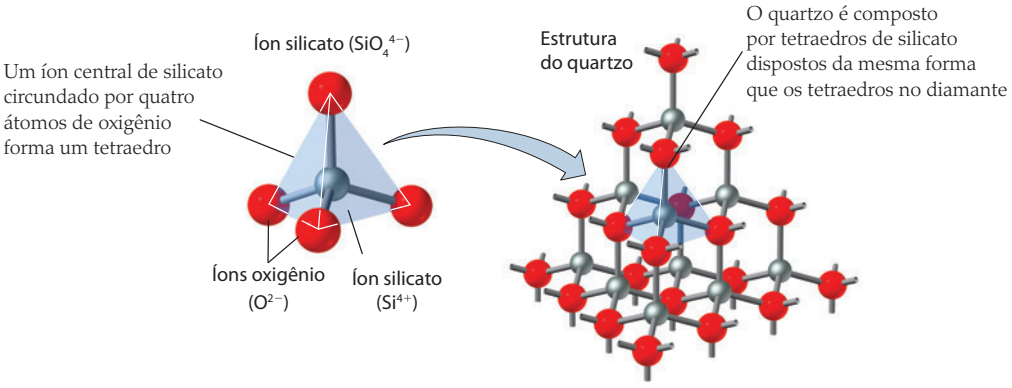
### Silicatos

O constituinte básico de todas as estruturas dos minerais silicáticos é o íon silicato[5]. É um tetraedro composto de um íon central de silício ($Si^{4+}$) circundado por quatro íons oxigênio ($O^{2-}$), que configuram a fórmula $SiO_4^{4-}$ (**Figura 3.11**). Como o íon silicato tem uma carga negativa, frequentemente se liga a cátions para formar minerais. O íon silicato liga-se tipicamente a cátions como sódio ($Na^+$), potássio ($K^+$), cálcio ($Ca^{2+}$), magnésio ($Mg^{2+}$) e ferro ($Fe^{2+}$). Alternativamente, ele pode compartilhar íons oxigênio com outros tetraedros de sílica. Os tetraedros de sílica podem formar uma série de estruturas cristalinas: podem estar isolados (ligados somente a cátions), como também podem ligar-se a outros tetraedros de sílica, formando anéis, cadeias simples, cadeias duplas, folhas ou redes. Algumas dessas estruturas foram mostradas na Figura 3.11.

**TETRAEDROS ISOLADOS** Os tetraedros isolados[6] são conectados por meio da ligação de cada íon oxigênio do tetraedro a um cátion (Figura 3.11a). Os cátions, por sua vez, ligam-se aos íons oxigênio de outros tetraedros. Os

**QUADRO 3.1** Algumas classes químicas de minerais

| Classe | Ânions definidores | Exemplo |
|---|---|---|
| Elementos nativos | Nenhum: sem íons carregados | Cobre metálico (Cu) |
| Óxidos | Íon oxigênio ($O^{2-}$) | Hematita ($Fe_2O_3$) |
| Haletos | Cloreto ($Cl^-$), fluoreto ($F^-$), brometo ($Br^-$), iodeto ($I^-$) | Halita (NaCl) |
| Carbonatos | Íon carbonato ($CO_3^{2-}$) | Calcita ($CaCO_3$) |
| Sulfatos | Íon sulfato ($SO_4^{2-}$) | Anidrita ($CaSO_4$) |
| Silicatos | Íon silicato ($SiO_4^{4-}$) | Olivina $(Mg, Fe)_2 SiO_4$ |
| Sulfetos | Íon sulfeto ($S^{2-}$) | Pirita ($FeS^2$) |




Os tetraedros de silicato podem ser dispostos em várias estruturas distintas.

| Mineral | Fórmula química | Planos de clivagem e número de direções de clivagem | Estrutura | Espécime |
|---|---|---|---|---|
| Olivina (a) | $(Mg,Fe)_2SiO_4$ | 1 plano | Tetraedros isolados | |
| Piroxênio (b) | $(Mg,Fe)SiO_3$ | 2 planos a 90° | Cadeias simples | |
| Anfibólio (c) | $Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ | 2 planos a 60° e 120° | Cadeias duplas | |
| Mica (d) | Moscovita: $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ | 1 plano | Folhas | |
| Feldspato (e) | Ortoclásio: $KAlSi_3O_8$<br>Plagioclásio: $(Ca,Na)\ AlSi_3O_8$ | 2 planos a 90° | Arranjos tridimensionais | |

**FIGURA 3.11** ■ O íon silicato é o componente básico dos minerais silicáticos. [Fotos de John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

tetraedros são, assim, isolados uns dos outros por meio de cátions, que os separam por todos os lados. A olivina é um dos minerais formadores de rochas que apresenta essa estrutura.

**ARRANJOS EM CADEIAS SIMPLES** As cadeias simples[7] formam-se por compartilhamento de íons oxigênio. Dois íons de oxigênio de cada tetraedro ligam-se a tetraedros adjacentes em uma cadeia de extremidade aberta (Figura 3.11b). As cadeias individuais ligam-se a outras cadeias por meio de cátions. Os minerais do grupo dos piroxênios são silicatos de cadeia simples. A enstatita, um piroxênio, é composta de íons de ferro ou magnésio, ou ambos; os dois cátions podem substituir-se mutuamente, como na olivina. A fórmula $(Mg,Fe)SiO_3$ representa essa estrutura.

**ARRANJOS EM CADEIAS DUPLAS** Duas cadeias simples podem combinar-se para formar cadeias duplas ligadas umas às outras por íons oxigênio compartilhados (Figura 3.11c). Os minerais do grupo dos anfibólios têm estruturas formadas por cadeias duplas adjacentes, ligadas por cátions. A hornblenda, membro desse grupo, é um mineral extremamente comum nas rochas ígneas e metamórficas. Sua composição é complexa, incluindo cálcio ($Ca^{2+}$), sódio ($Na^{+}$), magnésio ($Mg^{2+}$), ferro ($Fe^{2+}$) e alumínio ($Al^{3+}$).

**ESTRUTURAS EM FOLHA** Em estruturas do tipo folha,[8] cada tetraedro compartilha três dos seus íons oxigênio com outros tetraedros para formar empilhamentos de folhas de tetraedros (Figura 3.11d), sendo que, entre as folhas de tetraedros, podem estar interacamados os cátions. Os silicatos mais abundantes com estrutura em folha são as micas e os minerais de argila. A muscovita, uma mica cuja fórmula é $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, é um dos silicatos com estrutura em folha mais comuns, podendo ser encontrada em muitos tipos de rochas. A muscovita pode ser separada em folhas transparentes extremamente finas. A caulinita, de fórmula $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, que tem a mesma estrutura em folhas, é um argilomineral comum, encontrado em sedimentos, e constitui a matéria-prima essencial para a fabricação de cerâmica.

**ESTRUTURAS TRIDIMENSIONAIS** As redes tridimensionais[9] formam-se à medida que cada tetraedro compartilha todos os seus íons oxigênio com outros tetraedros. Os feldspatos, que são os minerais mais abundantes da crosta terrestre, bem como o quartzo ($SiO_2$), outro mineral também muito comum, são silicatos com redes tridimensionais de tetraedros (Figura 3.11e).

**COMPOSIÇÃO DOS SILICATOS** O silicato de composição química mais simples é o dióxido de silício, também chamado sílica ($SiO_2$), que é encontrado com mais frequência na forma do mineral quartzo. Quando os tetraedros de silicato do quartzo se ligam, compartilhando dois íons oxigênio para cada íon silício, a fórmula toma a configuração $SiO_2$.

Em outros silicatos, as unidades básicas – anéis, cadeias, folhas e estruturas tridimensionais – são ligadas a cátions como sódio ($Na^{+}$), cálcio ($Ca^{2+}$), potássio ($K^{+}$), magnésio ($Mg^{2+}$) e ferro ($Fe^{2+}$). Como já foi mencionado na discussão sobre substituição de cátions, o alumínio ($Al^{3+}$) substitui o silício em muitos silicatos.

## Carbonatos

O constituinte básico de minerais carbonato é o íon carbonato ($CO_3^{2-}$), que consiste em um íon carbono circundado por três íons oxigênio, em ligações covalentes na forma de um triângulo (**Figura 3.12a**). Os grupos de íons carbonato são dispostos em folhas, sendo, de certa forma, similares à estrutura dos silicatos com estrutura foliácea, e são ligados por camadas de cátions. As folhas de íons carbonato na calcita (carbonato de cálcio, $CaCO_3$) são separadas por camadas de íons cálcio (Figura 3.12b). A calcita é um dos minerais mais abundantes da crosta terrestre, sendo o constituinte principal de um grupo de rochas, os calcários (Figura 3.12c). O mineral dolomita, cuja fórmula é $CaMg(CO_3)_2$, que é também um dos principais minerais das rochas crustais, é constituído pelas mesmas folhas de carbonato, separadas por camadas alternadas de íons cálcio e magnésio.

## Óxidos

Os minerais do grupo dos óxidos são compostos nos quais o oxigênio é ligado a átomos ou cátions de outros

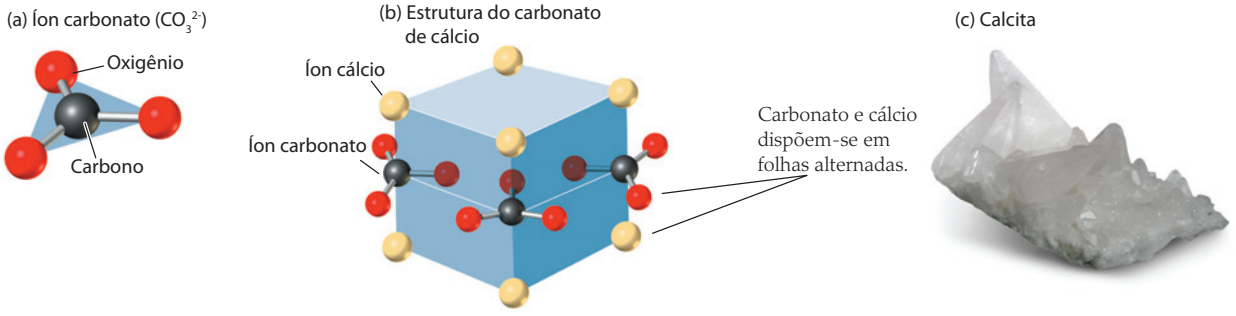
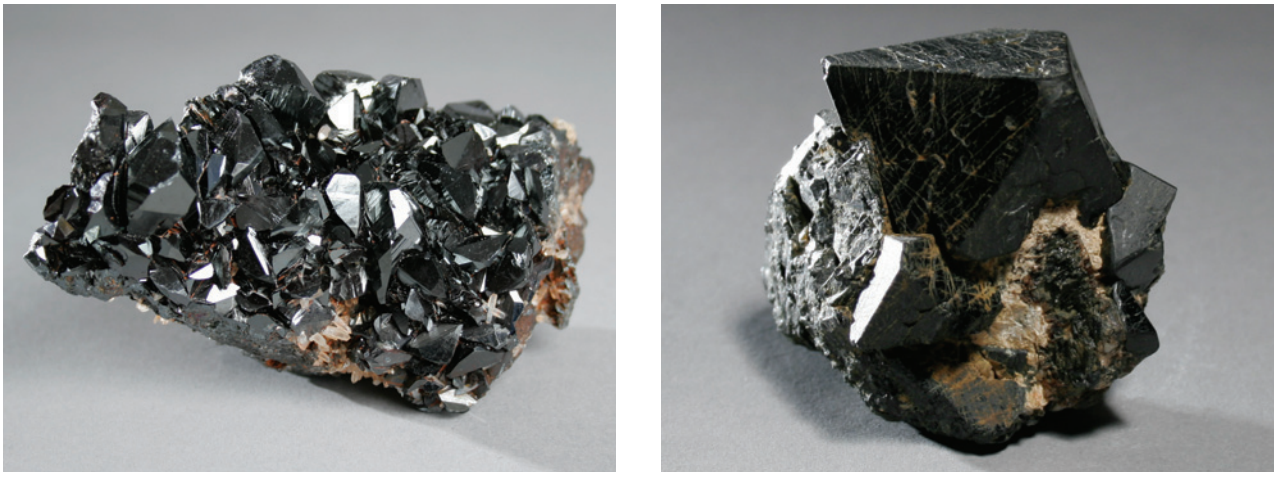



**FIGURA 3.12** ■ Os carbonatos, como a calcita (carbonato de cálcio, $CaCO_3$), têm uma estrutura em camadas. (a) Vista do topo do íon carbonato, composto por um íon carbono circundado, em um triângulo, por três de oxigênio. (b) Vista das camadas alternadas de íons de cálcio e carbonato na calcita. (c) Calcita. [Foto de John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]



(a) (b)

**FIGURA 3.13** ■ Os óxidos incluem muitos minerais de alto valor econômico. (a) Hematita. (b) Espinélio. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

elementos, normalmente íons metálicos como o ferro ($Fe^{2+}$ ou $Fe^{3+}$). A maioria dos óxidos tem ligações iônicas, e suas estruturas são variáveis de acordo com o tamanho dos cátions metálicos. Esse grupo de minerais tem grande importância econômica, pois inclui os minérios da maioria dos metais, como cromo e titânio, usados na fabricação de materiais e aparelhos metálicos. A hematita ($Fe_2O_3$), mostrada na **Figura 3.13a**, é o principal minério de ferro.

Outro abundante mineral desse grupo, o espinélio (Figura 3.13b), é um óxido de dois metais, magnésio e alumínio ($MgAl_2O_4$). O espinélio tem uma estrutura cúbica fortemente empacotada e alta densidade (3,6 g/cm$^3$), refletindo as condições de alta pressão e temperatura em que se forma. O espinélio transparente, com qualidade de gema, lembra o rubi e a safira e pode ser encontrado nas joias da coroa da Inglaterra e da Rússia.

## Sulfetos

Os principais minérios de muitas substâncias importantes – como cobre, zinco e níquel – são membros do grupo dos sulfetos. O constituinte básico desse grupo é o íon sulfeto ($S^{2-}$), um átomo de enxofre que recebeu dois elétrons. Nos sulfetos, o íon sulfeto é ligado a cátions metálicos. A maioria dos sulfetos parece metais, e quase todos são opacos. O sulfeto mais comum é a pirita ($FeS_2$), também chamada de "ouro de tolo", devido à sua aparência metálica amarelada (Figura 3.14).

## Sulfatos

A unidade básica de todos os sulfatos é o íon sulfato ($SO_4^{2-}$). Trata-se de um tetraedro composto por um átomo central de enxofre circundado por quatro íons de oxigênio ($O^{2-}$). Um dos minerais mais abundantes desse

**FIGURA 3.14** ■ A pirita, um sulfeto, também é conhecida como "ouro de tolo". [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

**FIGURA 3.15** ■ A gipsita é um sulfato formado pela evaporação da água do mar. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

grupo é a gipsita, o componente primário do gesso (**Figura 3.15**). A gipsita, que é um sulfato de cálcio, forma-se quando a água do mar evapora. Durante a evaporação, o $Ca^{2+}$ e o $SO_4^{2-}$, dois íons abundantes na água do mar, combinam-se e precipitam como camadas de sedimento, formando sulfato de cálcio ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). (O ponto, nessa fórmula, representa a ligação de duas moléculas de água aos íons cálcio e sulfato.)

Outro sulfato de cálcio, a anidrita ($CaSO_4$), difere da gipsita por não conter água. (Seu nome é derivado da palavra *anidro*, que significa "sem água".) A gipsita é estável nas baixas temperaturas e pressões na superfície terrestre, enquanto a anidrita é estável em temperaturas e pressões mais elevadas, típicas das rochas sedimentares que sofreram soterramento.

Conforme descoberto por cientistas em 2004, os sulfatos precipitaram da água e formaram camadas sedimentares nos primórdios da história de Marte. Esses minerais foram precipitados por processos semelhantes àqueles observados na Terra quando lagos e mares rasos secaram. Muitos desse sulfatos, no entanto, são bastante diferentes dos sulfatos comumente encontrados na Terra e incluem estranhos sulfatos com ferro que precipitaram de águas muito acres e ácidas (ver Jornal da Terra 11.1).

## Propriedades físicas dos minerais

Os geólogos usam seus conhecimentos sobre a composição e a estrutura dos minerais para entender as origens das rochas. Para tanto, em primeiro lugar, é necessário identificar os minerais que compõem a rocha, o que é feito por meio de propriedades físicas e químicas, as quais podem ser observadas de modo relativamente fácil. No século XIX e início do XX, os geólogos andavam com estojos de campo para fazer testes químicos preliminares que ajudavam na identificação dos minerais. Um desses testes deu origem à expressão "teste da efervescência", que consiste em pingar uma gota de ácido clorídrico diluído (HCl) no mineral para ver se ele efervesce (**Figura 3.16**). A efervescência indica que o dióxido de carbono ($CO_2$) está escapando, o que significa que o mineral em questão é provavelmente a calcita, um carbonato.

Nesta seção, revisamos as propriedades físicas dos minerais, muitas das quais lhes conferem valor de uso prático ou decorativo.

### Dureza

A **dureza** é a facilidade com que a superfície de um mineral pode ser riscada. Da mesma forma que o diamante, o mineral mais duro da natureza, risca o vidro, também o quartzo, que é mais duro que o feldspato, pode riscar este último mineral. Em 1822, Friedrich Mohs, um mineralogista austríaco, construiu uma escala (conhecida como **escala de dureza de Mohs**), baseada na facilidade com que um mineral risca o outro. Em um extremo da escala, está o mi-

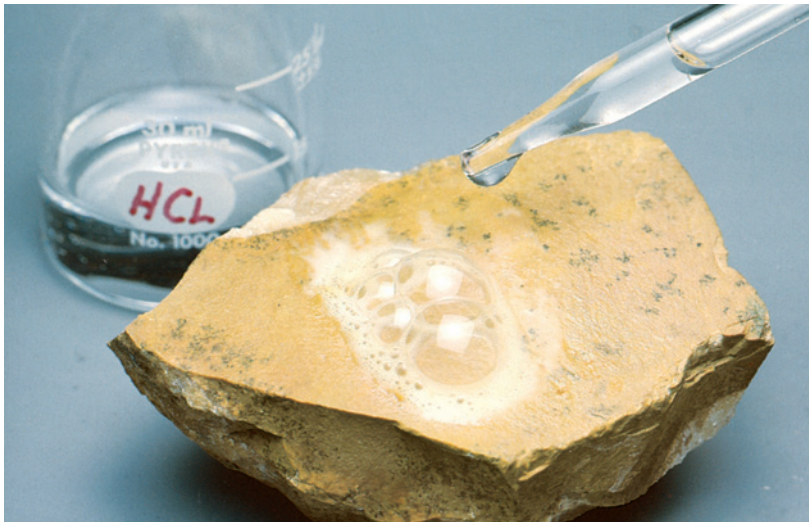



**FIGURA 3.16** ■ Teste com ácido clorídrico. Um método fácil e eficaz para identificar certos minerais é pingar ácido clorídrico diluído (HCl) na substância. Se ela efervescer, indicando escape de dióxido de carbono, o mineral provavelmente é a calcita. [Chip Clark]

**QUADRO 3.2 Escala de dureza de Mohs**

| Mineral | Número na escala | Objetos comuns |
|---|---|---|
| Talco | 1 | |
| Gipsita | 2 | Unha |
| Calcita | 3 | Moeda[10] de cobre |
| Fluorita | 4 | |
| Apatita | 5 | Lâmina de uma faca |
| Ortoclásio | 6 | Vidro de janela |
| Quartzo | 7 | Estilete de aço[11] |
| Topázio | 8 | |
| Coríndon | 9 | |
| Diamante | 10 | |

neral mais mole (talco) e, no outro, o mais duro (diamante) (Quadro 3.2). A escala de Mohs é ainda uma das melhores ferramentas para identificar um mineral desconhecido. Com uma faca de aço e amostras de alguns dos minerais que fazem parte da escala de dureza, um geólogo pode, no campo, determinar a posição que um mineral desconhecido ocupa na escala. Por exemplo, se o mineral desconhecido puder ser riscado por um pedaço de quartzo, mas não pela faca, sua dureza, na escala, estará entre 5 e 7.

Lembre-se de que as ligações covalentes são geralmente mais fortes que as iônicas. A dureza de um mineral depende da força de suas ligações químicas: quanto mais fortes as ligações, mais duro ele será. Também a estrutura cristalina varia entre os minerais do grupo dos silicatos, o que se traduz em variações de dureza. Por exemplo, a dureza varia desde 1, no talco (um silicato com estrutura em folhas), até 8, no topázio (um silicato formado por tetraedros isolados). A dureza da maioria dos silicatos varia entre 5 e 7 na escala de Mohs, e somente aqueles com estrutura em folhas são relativamente moles, com dureza variável de 1 a 3.

Dentro de grupos específicos de minerais com estruturas cristalinas similares, o aumento da dureza está relacionado a outros fatores, que também aumentam a força das ligações, como:

- *Tamanho*: Quanto menores os átomos ou íons, menor a distância entre eles, mais forte a atração elétrica e, portanto, mais forte a ligação.
- *Carga*: Quanto maior a carga dos íons, maior a atração entre eles e, portanto, mais forte a ligação.
- *Empacotamento dos átomos ou íons*: Quanto mais fechado o empacotamento de átomos ou íons, menor a distância entre eles e, portanto, mais forte a ligação.

O tamanho é um fator de especial importância para a dureza da maioria dos óxidos metálicos e sulfetos de metais com grande número atômico – como ouro, prata, cobre e chumbo. Os minerais desses grupos são moles, com dureza menor que 3, porque os cátions metálicos que os compõem são muito grandes. Os carbonatos e sulfatos, grupos em que as estruturas têm empacotamento menos denso, também são moles, com dureza menor que 5.

## Clivagem

**Clivagem** é a tendência que um cristal apresenta de partir-se segundo superfícies planas.[12] O termo *clivagem* também é usado para descrever o padrão geométrico produzido por essa quebra. A perfeição da clivagem varia inversamente com a força das ligações: fortes ligações produziriam clivagens imperfeitas; ligações fracas produziriam clivagens perfeitas ou boas. Como consequência de sua força, as ligações covalentes geralmente produzem clivagens imperfeitas ou mesmo nenhuma clivagem. As ligações iônicas são geralmente fracas e, assim, produzem excelentes clivagens. Porém, mesmo em um mineral for-

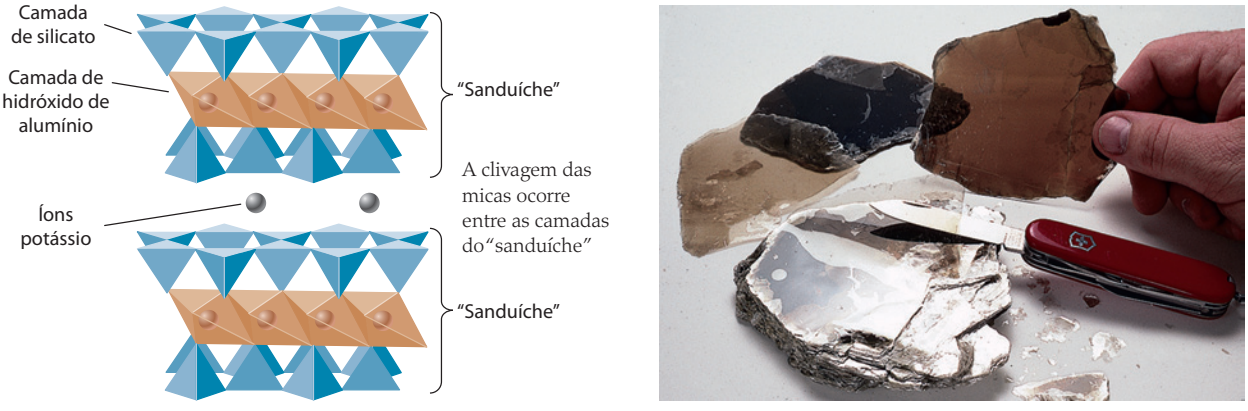



**FIGURA 3.17** ■ A clivagem da mica. O diagrama mostra os planos de clivagem na estrutura cristalina, orientados perpendicularmente ao plano da página. As linhas horizontais marcam as interfaces entre as folhas de tetraedros de sílica-oxigênio e as folhas de hidróxido de alumínio. Estas últimas ligam as duas camadas tetraédricas como se fossem um "sanduíche". Os planos de clivagem localizam-se entre esses "sanduíches" compostos de tetraedros de sílica e de hidróxido de alumínio. A fotografia mostra as finas folhas de mica que se separam ao longo de planos de clivagem. [Chip Clark]

mado por ligações inteiramente covalentes ou iônicas, a força de ligação varia ao longo de diferentes planos. Por exemplo, todas as ligações no diamante são covalentes, que são muito fortes, mas alguns planos têm uma ligação mais fraca do que outros. Assim, o diamante, que é o mais duro mineral, pode ser clivado nesses planos mais fracos para produzir superfícies planas perfeitas. A muscovita, que é um silicato da família das micas com estrutura em folhas, quebra-se ao longo de superfícies planares, paralelas e lustrosas, formando folhas transparentes com menos de 1 mm de espessura. A excelente clivagem das micas é resultante da fraqueza das ligações entre as camadas de cátions alternadas com folhas de tetraedros de sílica, formando "sanduíches" (**Figura 3.17**).

As clivagens são classificadas de acordo com dois grupos de características: o número de planos e padrão de clivagem e a qualidade dos planos de clivagem e facilidade com que o cristal se separa ao longo desses planos.

**NÚMERO DE PLANOS E PADRÃO DE CLIVAGEM** O número de planos e os padrões de clivagem são características diagnósticas para a identificação de muitos minerais formadores de rochas. A muscovita, por exemplo, tem somente um plano de clivagem, enquanto a calcita e a dolomita têm três excelentes direções de clivagem, o que dá a elas uma aparência romboidal (**Figura 3.18**).

A estrutura de cada cristal determina a natureza dos seus planos de clivagem e de suas faces cristalinas. Em um dado cristal, o número de planos de clivagem será sempre menor que o de possíveis faces cristalinas, pois faces podem formar-se ao longo de qualquer um dos muitos planos formados por alinhamentos de átomos ou íons, enquanto a clivagem ocorrerá entre os planos que têm ligações fracas entre si. Enquanto todos os cristais de um mesmo mineral exibem a sua clivagem característica, somente alguns mostram suas faces distintivas.

A existência de clivagens em ângulos distintivos ajuda a identificar outro importante grupo de silicatos, os piroxênios e anfibólios, que, se não fosse pelas clivagens,

**FIGURA 3.18** ■ Exemplo de clivagem romboidal na calcita. [Charles D. Winters/Photo Researchers]

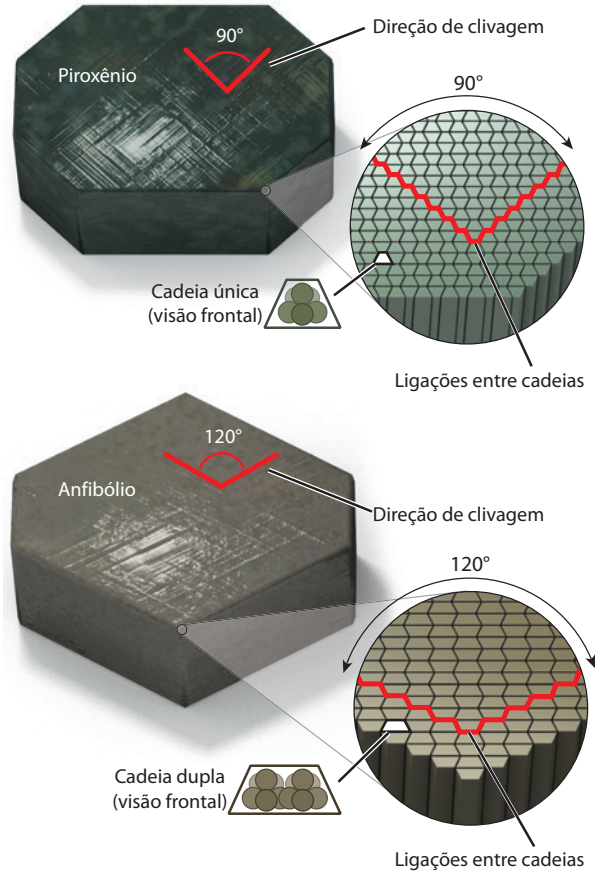



**FIGURA 3.19** ■ Piroxênios e anfibólios são muito parecidos entre si, mas seus diferentes ângulos de clivagem podem ser usados para sua identificação e classificação.

seriam muito parecidos entre si (**Figura 3.19**). Os piroxênios são silicatos de cadeias simples, ligadas umas às outras com uma disposição que provoca o surgimento de planos de clivagem com ângulos quase retos (cerca de 90°) entre si. Em secções basais, o padrão de clivagem do piroxênio aparece quase como um quadrado. Em contraste, os anfibólios, formados por cadeias duplas, são ligados de maneira a mostrar dois planos de clivagem, formando ângulos próximos a 60 e 120° entre si e produzindo uma secção em forma de losango.

**QUALIDADE DA CLIVAGEM E FACILIDADE DE SEPARAÇÃO DOS PLANOS** A clivagem de um mineral pode ser avaliada como perfeita, excelente, boa, regular, ruim ou inexistente, dependendo da qualidade da superfície produzida e da facilidade com que o mineral se separa nos planos de clivagem. A seguir, são dados alguns exemplos.

A muscovita pode ser facilmente clivada, produzindo superfícies muito lisas, de extrema qualidade; diz-se que sua clivagem é *perfeita*. Os silicatos de cadeias simples e duplas (piroxênios e anfibólios, respectivamente) têm clivagens *boas*. Embora esses minerais quebrem-se facilmente ao longo dos seus planos de clivagem, podem quebrar-se também em outras direções, produzindo su-

perfícies de clivagem não tão lisas quanto as das micas. A clivagem *regular* ocorre no berilo, um silicato com estrutura em anéis. A clivagem do berilo é irregular, e o mineral quebra-se de forma relativamente fácil ao longo de direções diferentes daquelas dos planos de clivagem.

Muitos minerais formam-se por ligações tão fortes que não apresentam nem mesmo clivagens regulares. O quartzo, que é um silicato com estrutura em redes tridimensionais, tem ligações tão fortes em todas as direções que se quebra ao longo de superfícies irregulares. A granada, um silicato com estrutura formada por tetraedros isolados, também tem ligações muito fortes em todas as direções e, assim, não tem clivagem. A falta de uma tendência a clivar é encontrada em muitos silicatos formados por redes tridimensionais de tetraedros e em silicatos formados por tetraedros isolados.

## Fratura

**Fratura** é a tendência que os cristais têm de quebrar-se ao longo de superfícies irregulares em vez de utilizarem planos de clivagem.[13] Todos os minerais mostram fraturas; elas podem cortar os planos de clivagem ou desenvolver-se em qualquer direção em minerais que não têm clivagem, como o quartzo. As fraturas estão relacionadas ao modo como as forças de ligação distribuem-se em direções transversais aos planos cristalinos. As fraturas podem ser *concoidal*,[14] que têm superfícies lisas, encurvadas, como as que se formam pela quebra de peças espessas de vidro. As fraturas comumente têm a aparência de madeira rachada e, nesse caso, são chamadas de fraturas *fibrosas*. A forma e a aparência das superfícies de fraturas dependem da estrutura e composição particulares de cada mineral.

## Brilho

O modo como a superfície de cada mineral reflete a luz confere-lhe uma propriedade característica, que é o **brilho**. O brilho dos minerais pode ser descrito pelos termos listados no Quadro 3.3. O brilho é controlado pelos tipos de átomos presentes e pelas suas ligações, sendo que esses dois fatores afetam a maneira como a luz passa através do mineral ou é refletida por ele. Os cristais com ligações iônicas tendem a ser vítreos, mas os cristais com ligações covalentes são mais variáveis, sendo muitos deles caracterizados pelo brilho adamantino, como o do diamante. O brilho metálico ocorre nos metais puros, como o ouro, e em muitos sulfetos, como a galena (sulfeto de chumbo, PbS). O brilho nacarado resulta das múltiplas reflexões da luz formadas a partir de planos localizados abaixo da superfície de minerais translúcidos. Este tipo de brilho aparece na parte interna, com aspecto de madrepérola, das conchas de muitos mariscos, que são constituídas do mineral aragonita. Embora o brilho seja um importante critério para a classificação de minerais em campo, ele depende muito da percepção visual da luz que é refletida e, portanto, as descrições dos livros-texto podem estar muito distantes das condições existentes para avaliar o mineral que por ventura chegar às suas mãos.

**QUADRO 3.3** Brilho dos minerais

| Brilho | Características |
|---|---|
| Metálico | Reflexões fortes produzidas por substâncias opacas |
| Vítreo | Brilhante como o do vidro |
| Resinoso | Característico das resinas, como o âmbar |
| Graxo | Como se estivesse recoberto por uma substância oleosa |
| Nacarado | É a iridescência esbranquiçada de alguns materiais como a pérola |
| Sedoso | O lustro dos materiais fibrosos, como a seda |
| Adamantino | O brilho intenso do diamante e de minerais parecidos |

## Cor

A **cor** de um mineral é conferida pela luz refletida ou transmitida através dos cristais ou de massas irregulares. A cor de um mineral pode ser distintiva, mas não é o critério mais confiável para sua identificação. Alguns minerais sempre mostram a mesma cor, enquanto outros podem apresentar-se sob várias cores. Existem minerais que mostram uma cor característica somente em superfícies recém-quebradas, enquanto outros só mostram cores características em superfícies alteradas. Há minerais (a opala preciosa, por exemplo) que mostram um deslumbrante arranjo de cores nas superfícies onde a luz é refletida. Existem, ainda, minerais cuja cor varia levemente se houver uma mudança no ângulo da luz que brilha em sua superfície. Muitos cristais com ligações iônicas são incolores.

O **traço** de um mineral refere-se à cor do fino depósito de pó que é deixado quando ele é raspado sobre uma superfície abrasiva, como uma placa de porcelana não vitrificada. Tais materiais são chamados de *placas de porcelana*[15] (**Figura 3.20**). Essas placas são boas ferramentas para diagnóstico, pois os pequenos grãos uniformes do mineral que estão presentes no pó retido pela placa de cerâmica permitem analisar melhor a cor do mineral do que uma massa de grãos do mesmo. A hematita, por exemplo, pode ser preta, vermelha ou marrom, mas esse mineral sempre deixará um traço de pó castanho-avermelhado quando riscado em uma placa de porcelana.

A cor dos minerais é uma propriedade complexa e ainda não totalmente compreendida. É determinada tanto pelos tipos de íons encontrados no mineral puro quanto pelos elementos-traço.

**OS ÍONS E AS CORES DOS MINERAIS** A cor das substâncias puras depende da presença de certos íons, como ferro ou cromo, que absorvem fortemente determinadas porções do espectro luminoso. A olivina que contém ferro, por

**FIGURA 3.20** ■ A hematita pode ser preta, vermelha ou marrom, mas sempre deixa um traço castanho-avermelhado quando riscada em uma placa de porcelana. [Breck P. Kent]

**FIGURA 3.21** ■ Os elementos-traço dão suas cores às gemas. A safira (*esquerda*) e o rubi (*centro*) são formados do mesmo mineral em comum, o coríndon (óxido de alumínio). Pequenas quantidades de impurezas produzem as intensas cores que lhe conferem valor. O rubi, por exemplo, é vermelho devido a pequenas quantidades de cromo, a mesma substância que confere à esmeralda (*direita*) sua cor verde. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

exemplo, absorve todas as cores, exceto o verde, que é refletido, por isso vemos esse tipo de olivina na cor verde. Já a olivina puramente magnesiana será percebida como um material branco (transparente e incolor).

**OS TRAÇOS DE IMPUREZAS E A COR DOS MINERAIS** Todos os minerais contêm impurezas. Hoje em dia há instrumentos capazes de medir quantidades muito pequenas de alguns elementos – até mesmo alguns bilionésimos de grama, em alguns casos. Os elementos que perfazem menos de 0,1% de um determinado mineral são chamados de **elementos-traço**.

Alguns elementos-traço podem ser utilizados para interpretar as origens dos minerais onde foram encontrados. Outros, como os traços de urânio em alguns granitos, contribuem para aumentar a radioatividade local. Outros, ainda, como os pequenos flocos de hematita que colorem os cristais de feldspatos com cores acastanhadas ou avermelhadas, são notáveis por conferir cores a um mineral que, de outra forma, seria incolor. Muitas das variedades gemológicas de minerais, como a esmeralda (berilo verde) e a safira (coríndon azul), devem suas cores aos elementos-traço dissolvidos no cristal sólido (**Figura 3.21**). A esmeralda deve sua cor verde ao cromo; as fontes da cor azul da safira são o ferro e o titânio.

## Densidade

Pode-se facilmente sentir a diferença de peso entre um pedaço de minério de ferro hematítico e um pedaço de enxofre do mesmo tamanho ao erguermos os dois. Entretanto, a densidade da maioria dos minerais de rocha comuns é muito parecida, não sendo perceptível por meio de um teste simples como este. Assim, os cientistas precisam de outro método simples para medir essa propriedade dos minerais. Uma medida-padrão da densidade é a **gravidade específica**,[16] que é o peso do mineral no ar, dividido pelo peso de um volume igual de água pura a 4°C.

A densidade depende da massa atômica dos íons que compõem um mineral e da proximidade com a qual eles estão empacotados em sua estrutura cristalina. Considere a magnetita, um óxido de ferro, cuja densidade é 5,2 g/cm$^3$. Essa alta densidade resulta, em parte, da alta massa atômica do ferro e, em parte, da estrutura fortemente empacotada que a magnetita tem e que é comum aos outros minerais do grupo dos espinélios. A densidade da olivina, um silicato de ferro, é 4,4 g/cm$^3$, menor que a densidade da magnetita, por duas razões. Primeiramente, a massa atômica do silício, um dos elementos que forma a olivina, é mais baixa que a do ferro. Em segundo lugar, a olivina tem uma estrutura com um empacotamento mais aberto que aquele dos minerais do grupo dos espinélios. A densidade da olivina magnesiana é ainda mais baixa, 3,32 g/cm$^3$, porque a massa atômica do magnésio é muito mais baixa que a do ferro.

Aumentos de densidade decorrentes do aumento da pressão afetam a maneira como os minerais transmitem a luz, o calor e as ondas sísmicas. Experimentos feitos em pressões extremamente altas mostraram que a estrutura da olivina converte-se na estrutura mais densa do espinélio em pressões correspondentes a uma profundidade no manto da Terra de 410 km. Em profundidade mais alta, a 660 km, os materiais do manto transformam-se em silicatos com a estrutura de um empacotamento ainda mais denso do mineral perovskita. Devido ao enorme volume do manto inferior, a perovskita é, provavelmente, o mais abundante mineral da Terra como um todo.[17] A temperatura também afeta a densidade: quanto mais alta a temperatura, mais aberta e expandida a estrutura do mineral e, portanto, mais baixa a sua densidade.

## Hábito cristalino

O **hábito cristalino** de um mineral é a forma como seus cristais individuais ou agregados de cristais crescem. Alguns minerais têm hábitos cristalinos tão distintivos que são facilmente reconhecíveis. Um exemplo é o quartzo, que é formado por uma coluna de seis lados que culmina em um conjunto de faces em forma de pirâmide (ver Figura 3.7). Os hábitos cristalinos têm nomes frequentemente relacionados a formas geométricas, como lâminas, placas e agulhas. Essas formas indicam não só os planos de átomos ou íons, como também a velocidade e a direção de crescimento típicas do cristal. Assim, um cristal acicular cresce muito rápido em uma direção e muito lentamente em todas as outras. Em contraste, um cristal em forma de placa (muitas vezes denominado de *placoide*) cresce muito rápido em todas as direções que forem perpendiculares à única direção onde o crescimento é lento. Os cristais *fibrosos* tomam a forma de múltiplas fibras, longas e estreitas, que constituem essencialmente agregados de longas agulhas. O nome genérico *asbesto* aplica-se a um grupo de silicatos com hábito mais ou menos fibroso, o que faz com que os cristais permaneçam entranhados nos pulmões após terem sido inalados (**Figura 3.22**).

O Quadro 3.4 resume as propriedades físicas dos minerais, discutidas nesta seção.

**FIGURA 3.22** ■ Crisotilo, um tipo de asbesto. As fibras são retiradas do mineral com muita facilidade. [Runk/Schoenberger/ Grant Heilman Photography]

# O que é uma rocha?

A primeira tarefa de um geólogo é entender as propriedades da rocha e deduzir sua origem geológica a partir delas. Tais deduções promovem a compreensão do planeta em que vivemos e fornecem informações importantes sobre recursos economicamente importantes. Por exemplo, saber que o óleo forma-se em certos tipos de rochas sedimentares ricas em matéria orgânica permite-nos explorar novos reservatórios de um modo mais inteligente. Entender como as rochas se formam também nos guia na resolução de problemas ambientais. Por exemplo, o armazenamento subterrâneo de material radioativo e outros rejeitos depende da análise da rocha que vai ser usada como reservatório. Estará certa rocha propensa aos movimentos do solo provocados por terremotos? Como ela poderia transmitir a água poluída no solo?

## Propriedades das rochas

Uma **rocha** é um agregado sólido de minerais ou, em alguns casos, matéria sólida não mineral que ocorre natu-

**QUADRO 3.4** Propriedades físicas dos minerais

| Propriedade | Relação com a composição e com a estrutura cristalina |
|---|---|
| Dureza | Fortes ligações químicas resultam em alta dureza. Minerais com ligações covalentes são geralmente mais duros que minerais com ligações iônicas. |
| Clivagem | A clivagem é pobre se as ligações na estrutura cristalina forem fortes e boa se as ligações forem fracas. Ligações covalentes geralmente resultam em clivagens pobres ou em ausência de clivagem. Ligações iônicas são fracas e, portanto, originam excelentes clivagens. |
| Fratura | O tipo de fratura é produto da distribuição das forças de ligação ao longo de superfícies irregulares não correspondentes a planos de clivagem. |
| Brilho | Tende a ser vítreo nos cristais com ligações iônicas e mais variável nos cristais com ligações covalentes. |
| Cor | Determinada pelos tipos de íons e por traços de impurezas. Muitos cristais com ligações iônicas são incolores. A presença de ferro tende a produzir forte coloração. |
| Traço | A cor do pó é mais característica que a do mineral maciço, pois o pó é formado por grãos de pequeno tamanho. |
| Densidade | Depende do peso atômico dos átomos ou íons e da proximidade do seu empacotamento na estrutura cristalina. |
| Hábito cristalino | Depende dos planos de átomos ou íons presentes na estrutura cristalina do mineral e da velocidade e direção de crescimento específicas de cada cristal. |

ralmente. Em um *agregado*, os minerais são unidos de maneira a manter suas características individuais (**Figura 3.23**). Certas rochas são compostas por matéria não mineral, onde se incluem materiais não cristalinos, rochas vulcânicas vítreas, obsidiana e pedra-pomes,[18] assim como carvão, que são restos de plantas compactados.

O que determina a aparência física de uma rocha? Elas variam na cor, no tamanho dos seus cristais ou grãos e nos tipos de minerais que as compõem. Ao longo de um corte de estrada, por exemplo, podemos encontrar uma rocha áspera com manchas brancas e rosas. Perto dali, podemos ver uma rocha acastanhada, com muitos cristais grandes e brilhantes de mica e com alguns grãos de quartzo e feldspato. Sobrejacentes a ambas as rochas, podemos ver camadas horizontais de rocha marrom-clara que parecem ser compostas por grãos de areia cimentados juntos. E essas rochas podem estar sobrepostas por uma rocha escura de grãos finos com minúsculos pontos brancos.

A identidade de uma rocha é determinada, em parte, por sua mineralogia e, em parte, por sua textura. Aqui, o termo *mineralogia* refere-se à proporção relativa dos minerais constituintes de uma rocha. A **textura** descreve os tamanhos e as formas dos cristais ou grãos de uma rocha e o modo como estão unidos. Esses cristais (ou grãos), que, na maioria das rochas, têm apenas alguns milímetros de diâmetro, são chamados de *grossos*, se forem grandes o bastante para serem vistos a olho nu, e de *finos*, caso contrário. A mineralogia e a textura que determinam a aparência de uma rocha são, por sua vez, estabelecidas pela origem geológica da rocha – onde e como foi formada (**Figura 3.24**).

A rocha escura do corte de estrada há pouco referido, chamada de basalto, foi formada por uma erupção vulcânica. Sua mineralogia e textura dependem da composição química das rochas que foram fundidas nas profundezas da Terra. Todas as rochas que se formam pela solidificação de rochas fundidas, como basalto e granito, são chamadas de **rochas ígneas**.

A camada de rocha marrom-clara do corte de estrada, um arenito, foi formada pela acumulação de partículas de areia, talvez em uma praia, que foram cobertas, soterradas e cimentadas juntas. Todas as rochas formadas como produtos do soterramento de camadas de sedimentos (como areia, lama e conchas de carbonato de cálcio de organis-

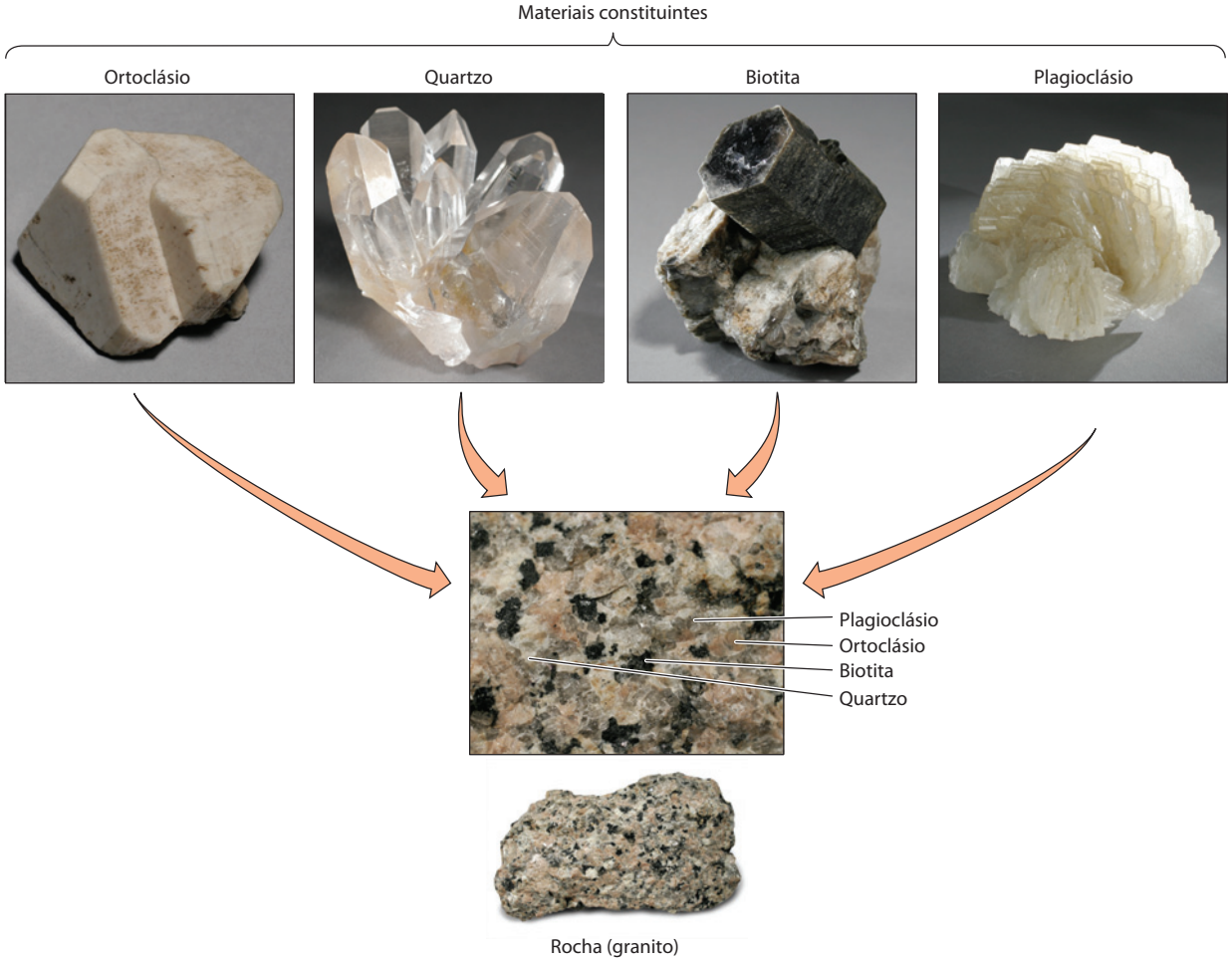



**FIGURA 3.23** ■ Uma rocha é uma ocorrência natural de minerais agregados. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

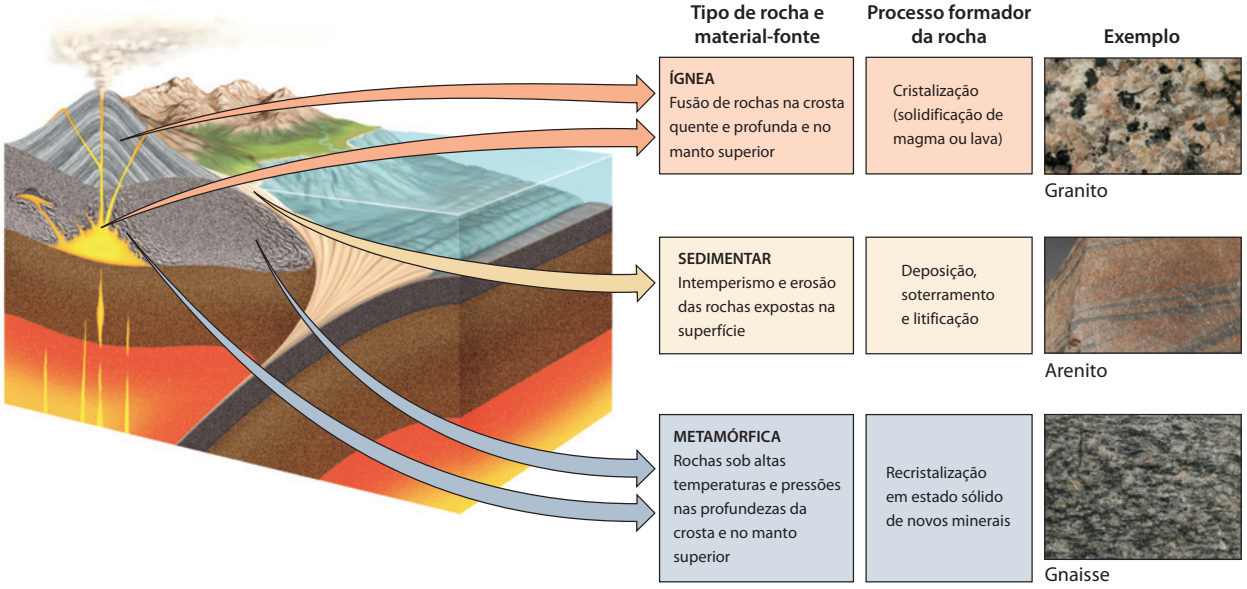



**FIGURA 3.24** ■ As três famílias de rochas são formadas em diferentes ambientes geológicos e por diferentes processos. [*granito e gnaisse*: John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum; *arenito*: John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/MIT]

mos marinhos), sejam elas depositadas em terra ou no mar, são chamadas de **rochas sedimentares**.

A rocha de cor marrom do exemplo do corte de estrada, um xisto, contém cristais de mica, quartzo e feldspato. Ela formou-se na profundeza da crosta terrestre, em altas temperaturas e pressões, que transformaram a mineralogia e a textura de uma rocha sedimentar soterrada. Todas as rochas formadas pela transformação de rochas sólidas preexistentes sob a influência de alta pressão e temperatura são chamadas de **rochas metamórficas**.

Os três tipos de rocha vistos em nosso exemplo do corte de estrada representam as três grandes famílias de rochas: ígneas, sedimentares e metamórficas. Vamos analisar mais de perto cada uma dessas famílias e os processos geológicos que as formaram.

## Rochas ígneas

As rochas ígneas (do latim *ignis*, "fogo") formam-se pela cristalização do magma. À medida que um magma esfria lentamente no interior da Terra, os cristais microscópicos começam a ser formados nos minerais que ele contém. Como o magma esfria abaixo da temperatura de fusão, alguns desses cristais têm tempo para crescer até poucos milímetros ou mais antes que toda a massa seja cristalizada como uma rocha ígnea de granulação grossa. Mas quando o magma é extrudido de um vulcão na superfície terrestre, ele esfria e solidifica tão rapidamente que os cristais individuais não têm tempo para crescer gradualmente. Neste caso, muitos cristais minúsculos formam-se simultaneamente, e o resultado é uma rocha ígnea de granulação fina. Os geólogos distinguem dois grandes tipos de rochas ígneas com base no tamanho de seus cristais: intrusivas e extrusivas.

**ROCHAS ÍGNEAS INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS** As *rochas ígneas intrusivas* cristalizam-se quando o magma intrude em uma massa de rocha não fundida em profundidade na crosta terrestre. Cristais grandes crescem enquanto o magma esfria, produzindo rochas de granulação grossa. As rochas ígneas intrusivas podem ser reconhecidas por seus cristais grandes intercrescidos (**Figura 3.25**). O granito é uma rocha ígnea intrusiva.

As *rochas ígneas extrusivas* formam-se pelo rápido resfriamento do magma que chega à superfície por meio de erupções vulcânicas. As rochas ígneas extrusivas, como o basalto, são reconhecidas facilmente por suas texturas vítreas ou de granulação fina.

**MINERAIS COMUNS DE ROCHAS ÍGNEAS** A maioria dos minerais das rochas ígneas são silicatos, em parte porque o silício é muito abundante na crosta da Terra e em parte porque vários minerais silicatados fundem-se nas altas temperaturas e pressões alcançadas nas partes mais profundas da crosta e do manto. Entre os minerais comuns de silicato encontrados nas rochas ígneas estão o quartzo, o feldspato, a mica, o piroxênio, o anfibólio e a olivina (ver Quadro 3.5).

## Rochas sedimentares

Os **sedimentos**, precursores das rochas sedimentares, são encontrados na superfície terrestre como camadas de partículas soltas, como areia, silte e conchas de organismos. Essas partículas originam-se dos processos de intemperismo e erosão. O **intemperismo** são todos os processos químicos e físicos que desintegram e decompõem as rochas em fragmentos e dissolvem substâncias de vários tamanhos. Essas partículas são, então, transportadas pela

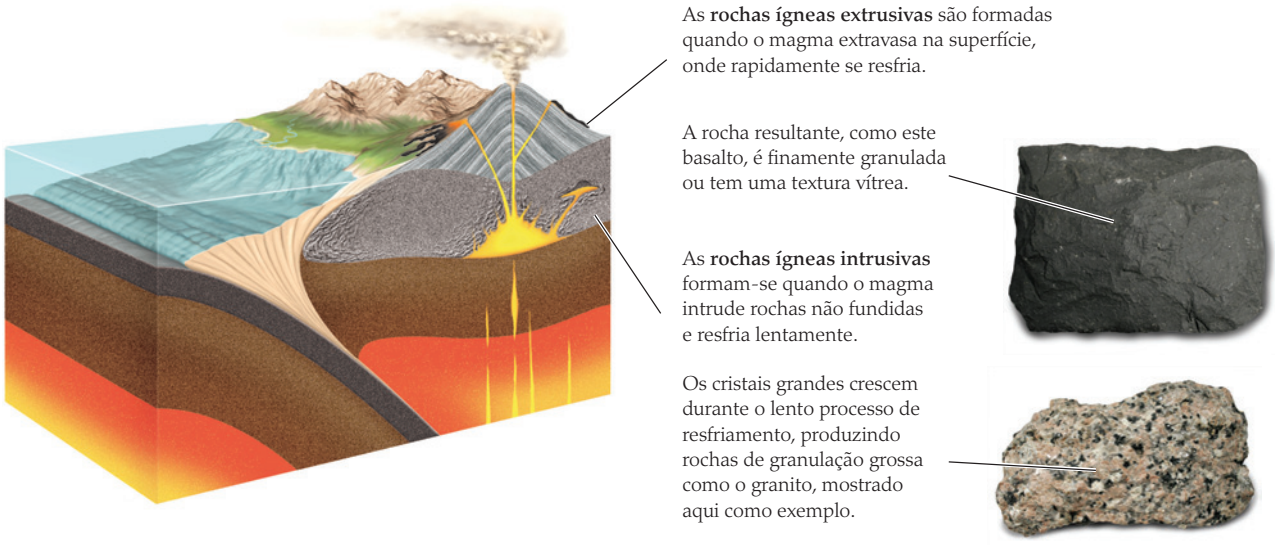



**FIGURA 3.25** ■ As rochas ígneas formam-se pela cristalização do magma. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

**QUADRO 3.5** Alguns cristais comuns de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas

| Rochas ígneas | Rochas sedimentares | Rochas metamórficas |
|---|---|---|
| Quartzo | Quartzo | Quartzo |
| Feldspato | Argilominerais | Feldspato |
| Mica | Feldspato | Mica |
| Piroxênio | Calcita* | Granada |
| Anfibólio | Dolomita* | Piroxênio |
| Olivina | Gipsita* | Estaurolita |
| | Halita* | Cianita |

*Nota*: o asterisco indica minerais não silicatos.

**erosão**, que é o conjunto de processos que desprendem o solo e as rochas, transportando-os morro e rio abaixo para o local onde são depositados em camadas de sedimentos (**Figura 3.26**).

Os sedimentos são depositados de duas formas:

- **Sedimentos siliciclásticos** são partículas depositadas fisicamente, como os grãos de quartzo e feldspato derivados de um granito alterado. (*Clástico* é derivado da palavra grega *klastos*, "quebrado".) Esses sedimentos são depositados pela água corrente, pelo vento e pelo gelo.
- **Sedimentos químicos** e **biológicos** são substâncias químicas novas que se formam por precipitação quando alguns dos componentes das rochas dissolvem-se durante o intemperismo e são carregados pelas águas dos rios para o mar. A halita é um sedimento químico que precipita diretamente da água do mar em evaporação. A calcita é precipitada por organismos marinhos para formar conchas ou esqueletos, que formam sedimentos biológicos quando os organismos morrem.

**DO SEDIMENTO À ROCHA SÓLIDA** A **litificação** é o processo que converte os sedimentos em rocha sólida, e isso ocorre de uma das seguintes maneiras:

- Por *compactação*, quando os grãos são compactados pelo peso do sedimento sobreposto, formando uma massa mais densa que a original.
- Por *cimentação*, quando minerais precipitam-se ao redor das partículas depositadas e agregam-nas umas às outras.

Os sedimentos são compactados e cimentados depois de serem soterrados sob mais camadas de sedimentos. Dessa maneira, o arenito é formado por litificação de partículas de areia, e o calcário, pela litificação de conchas e de outras partículas de calcita.

**CAMADAS DE SEDIMENTOS** Os sedimentos e as rochas sedimentares são caracterizados pela **estratificação**, a formação de camadas paralelas de sedimentos à medida que as partículas depositam-se. Pelo fato de as rochas sedimentares serem formadas por processos superficiais, elas cobrem grande parte dos continentes e do fundo dos oceanos. A maioria das rochas encontradas na superfície terrestre é sedimentar, mas essas rochas sofrem intemperismo com facilidade, portanto seu volume é menor que o das rochas ígneas e metamórficas, que constituem o principal volume da crosta.

**MINERAIS COMUNS DE ROCHAS SEDIMENTARES** Os minerais comuns dos sedimentos siliciclásticos são os silicatos, porque eles predominam nas rochas que são alteradas para

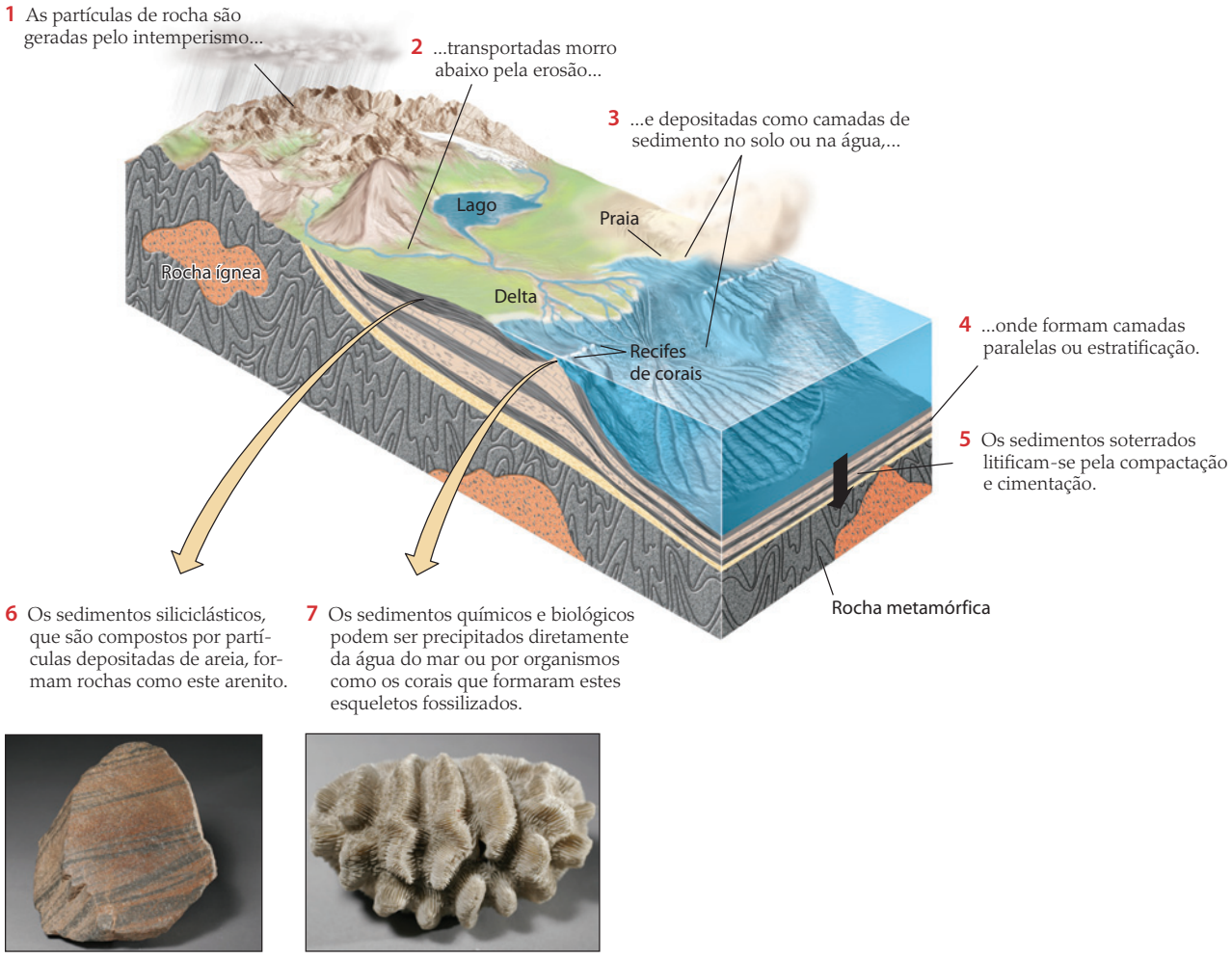



**FIGURA 3.26** ■ As rochas sedimentares formam-se de partículas de outras rochas. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/MIT]

formar as partículas sedimentares (ver Quadro 3.5). Os minerais mais abundantes nas rochas sedimentares clásticas são o quartzo, o feldspato e os argilominerais. Os argilominerais formam-se pelo intemperismo e pela alteração de minerais silicatos pre existentes, como o feldspato.

Os minerais mais abundantes nos sedimentos precipitados química ou biologicamente são os carbonatos, como a calcita, o principal constituinte do calcário. A dolomita é um carbonato de magnésio e cálcio formado por precipitação durante a litificação. Dois outros sedimentos químicos – a gipsita e a halita – formam-se por precipitação quando a água do mar evapora.

## Rochas metamórficas

As rochas metamórficas têm seu nome derivado das palavras gregas que significam "mudança" (*meta*) e "forma" (*morphe*). Essas rochas são produzidas quando as altas temperaturas e pressões das profundezas da Terra atuam em qualquer tipo de rocha – ígnea, sedimentar ou outra rocha metamórfica – para mudar sua mineralogia, textura ou composição química – embora mantendo sua forma sólida. As temperaturas do metamorfismo estão abaixo do ponto de fusão das rochas (aproximadamente 700°C), mas são altas o bastante (acima de 250°C) para as rochas modificarem-se por recristalização e por reações químicas.

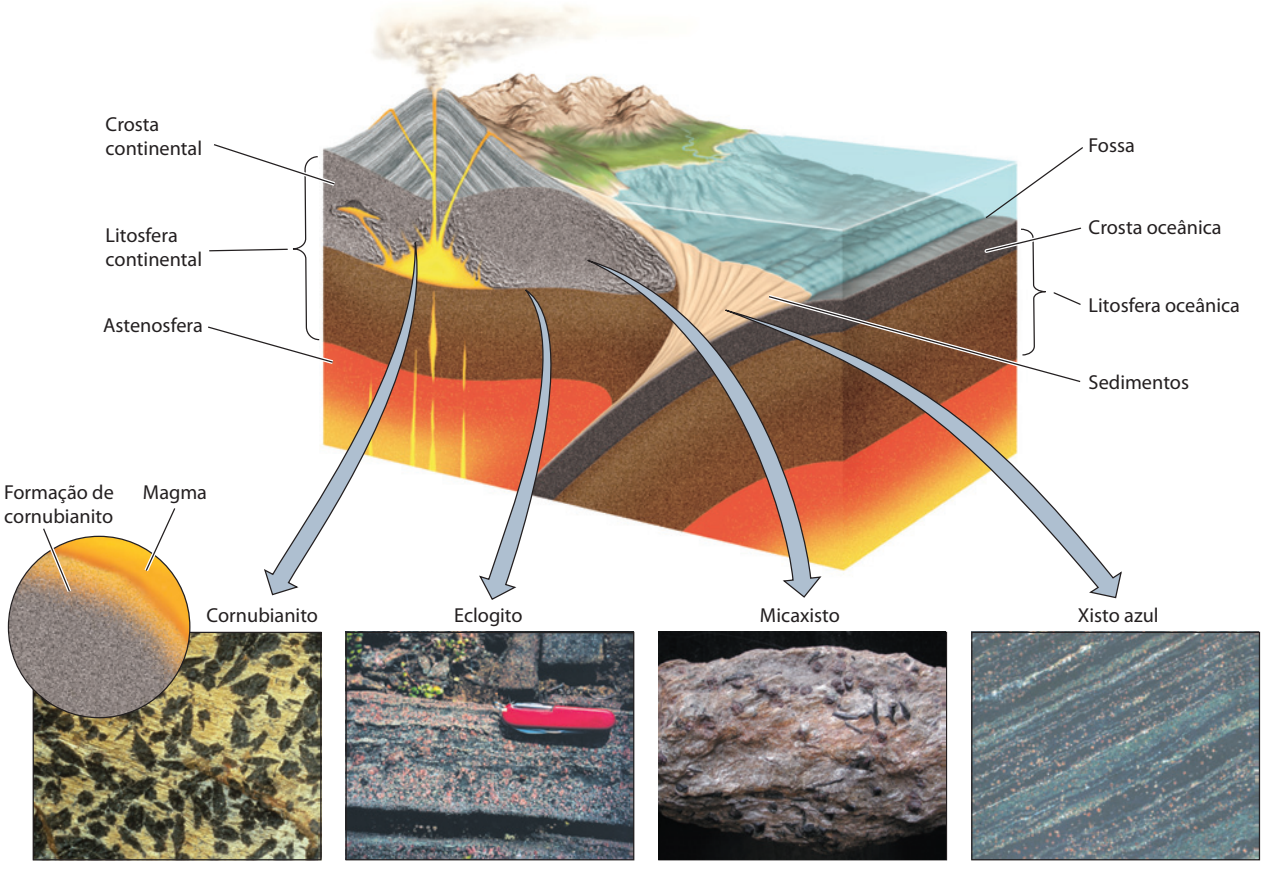
**METAMORFISMO REGIONAL E DE CONTATO** O metamorfismo pode ocorrer em uma área extensa ou, pelo contrário, limitada (**Figura 3.27**). O **metamorfismo regional** ocorre onde as altas pressões e temperaturas estendem-se por regiões amplas, o que acontece onde as placas colidem. O metamorfismo regional acompanha as colisões das placas, resultando na formação de cadeias de montanhas e no dobramento e fraturamento das camadas sedimentares que até então eram horizontais. Onde as temperaturas altas restringem-se a áreas pequenas, como as rochas que estão perto ou em contato com uma intrusão, as rochas são transformadas por **metamorfismo de contato**. Outros tipos de metamorfismo, que serão descritos no Capítulo 6, incluem metamorfismo de alta pressão e de ultra-alta pressão.

Muitas rochas metamorfizadas regionalmente, como os xistos, têm uma *foliação* característica, isto é, superfícies onduladas ou planares produzidas quando a rocha foi deformada estruturalmente por dobras. As texturas granulares são mais típicas na maioria das rochas de metamorfismo de contato e em certas rochas de metamorfismo regional formadas por temperatura e pressão muito altas.

**MINERAIS COMUNS DE ROCHAS METAMÓRFICAS** Os silicatos são os minerais mais abundantes das rochas metamórficas, pois as rochas parentais também são ricas nesses minerais (ver Quadro 3.5). Os minerais típicos das rochas metamórficas são o quartzo, o feldspato, a mica, o piroxênio e os anfibólios (os mesmos silicatos também característicos das rochas ígneas). Muitos outros silicatos – como a cianita, a estaurolita e algumas variedades de granadas – são exclusivos das rochas metamórficas. Esses minerais formam-se sob condições de alta pressão e temperatura na crosta e não são característicos das rochas ígneas. Eles são, portanto, bons indicadores do metamorfismo. A calcita é o principal mineral dos mármores, os quais são calcários metamorfizados.

## O ciclo das rochas: interação dos sistemas da tectônica de placas e do clima

Os geocientistas já sabem, há mais de 200 anos, que as três famílias de rochas – ígneas, metamórficas e sedimentares – podem evoluir de uma para outra. Suas observações originaram o conceito de **ciclo das rochas**, que explica como cada tipo de rocha é transformado em algum dos outros dois tipos. O ciclo das rochas é o resultado das interações de dois dentre os três geossistemas globais: o sistema da




O **metamorfismo de contato** ocorre em áreas limitadas onde a intrusão magmática metamorfiza a rocha vizinha pela ação do calor, formando os cornubianitos.

O **metamorfismo de ultra-alta pressão** ocorre na litosfera continental profunda e na crosta oceânica.

O **metaforfismo regional** ocorre onde altas pressões e temperaturas estendem-se por vastas regiões.

O **metaforfismo de alta pressão e baixa temperatura** ocorre onde há subducção de crosta oceânica na borda principal de uma placa continental.

**FIGURA 3.27** ■ As rochas metamórficas formam-se sob condições de alta temperatura e pressão. [*cornubianitos*: Biophoto Associates/Photo Researchers; *eclogito*: Julie Baldwin; *micaxisto*: John Grotzinger; *xistos azuis*: Mark Cloos]

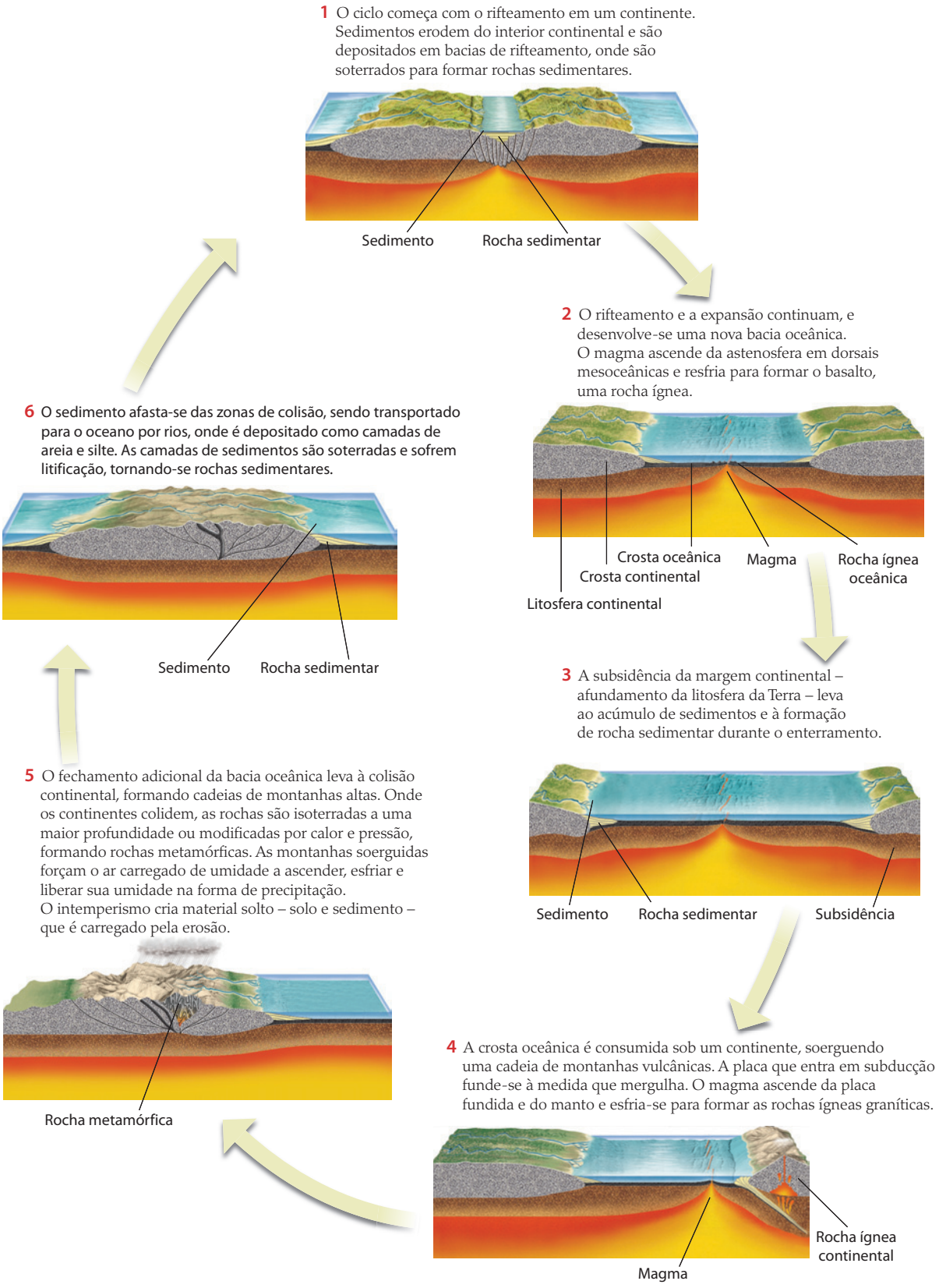



**FIGURA 3.28** ■ O ciclo das rochas resulta da interação dos sistemas da tectônica de placas e do clima.

tectônica de placas e o sistema do clima. Controlados pelas interações desses dois sistemas, materiais e energia são trocados entre o interior da Terra, a superfície terrestre, os oceanos e a atmosfera. Por exemplo, a formação de magma em zonas de subducção resulta de processos operantes dentro do sistema da tectônica de placas. Quando essas rochas fundidas extravasam, matéria e energia são transferidas para a superfície terrestre, onde o material (as rochas recém-formadas) é submetido ao intemperismo pelo sistema do clima. O mesmo processo injeta cinza vulcânica e o gás dióxido de carbono nas porções superiores da atmosfera, onde eles podem afetar todo o clima mundial. À medida que muda o clima global, talvez ficando mais quente ou mais frio, também muda a taxa de intemperismo, o que, por sua vez, influencia a taxa com que o material (sedimento) retorna para o interior da Terra.

Vamos delinear uma volta do ciclo das rochas, começando com a criação de nova litosfera oceânica em um centro de expansão de dorsal mesoceânica conforme dois continentes se afastam (**Figura 3.28**). O oceano fica cada vez mais largo, até que, em algum ponto, o processo reverte-se, e o oceano fecha. À medida que a bacia oceânica se fecha, as rochas ígneas criadas na dorsal mesoceânica são, por fim, subduzidas abaixo de um continente. Os sedimentos que se formaram no continente e foram depositados em sua borda também podem ser arrastados para baixo na zona de subducção. Finalmente, os dois continentes, que em determinado momento estavam se afastando, podem colidir. À medida que as rochas ígneas e os sedimentos que descendem na zona de subducção avançam em profundidade no interior da Terra, começam a se fundir para formar uma nova geração de rochas ígneas. O forte calor associado à intrusão dessas rochas ígneas, combinado com o calor e a pressão que resultam do avanço a níveis profundos da Terra, transforma essas rochas ígneas – e outras rochas circundantes – em rochas metamórficas. Quando os continentes colidem, essas rochas ígneas e metamórficas são soerguidas em uma cadeia de montanhas altas à medida que a crosta terrestre é amassada, deformada e submetida a metamorfismo adicional.

As rochas das montanhas soerguidas são expostas às influências do sistema do clima, mas, por sua vez, também o afetam, forçando o ar em movimento a ascender, esfriar e liberar precipitação. As rochas sofrem intemperismo lentamente, formando materiais soltos que são carregados por erosão. Alguns desses materiais são transportados pela água e pelo vento no continente e, por fim, às bordas do continente, onde são depositados como sedimentos. Os sedimentos depositados onde a terra encontra o oceano são soterrados por sucessivas camadas de sedimentos, onde litificam vagarosamente para formar as rochas sedimentares. Esses oceanos, como aqueles mencionados no início do ciclo, foram provavelmente formados por expansão do fundo oceânico ao longo de dorsais mesoceânicas, concluindo, assim, o ciclo das rochas.

O trajeto específico ilustrado aqui – de um continente se separando, formando uma nova bacia oceânica, depois fechando novamente – é apenas uma variação entre muitas que podem ocorrer no ciclo das rochas. Qualquer rocha – metamórfica, sedimentar ou ígnea – pode ser soerguida durante uma orogênese e meteorizada e erodida para formar novos sedimentos. Certos estágios podem ser omitidos, por exemplo: quando uma rocha sedimentar é soerguida e erodida, o metamorfismo e a fusão não acontecem. Em alguns casos, o ciclo das rochas procede muito lentamente. Por exemplo, sabemos que certas rochas ígneas e metamórficas, localizadas a muitos quilômetros de profundidade na crosta, podem ser soerguidas ou expostas ao intemperismo e à erosão somente depois de bilhões de anos.

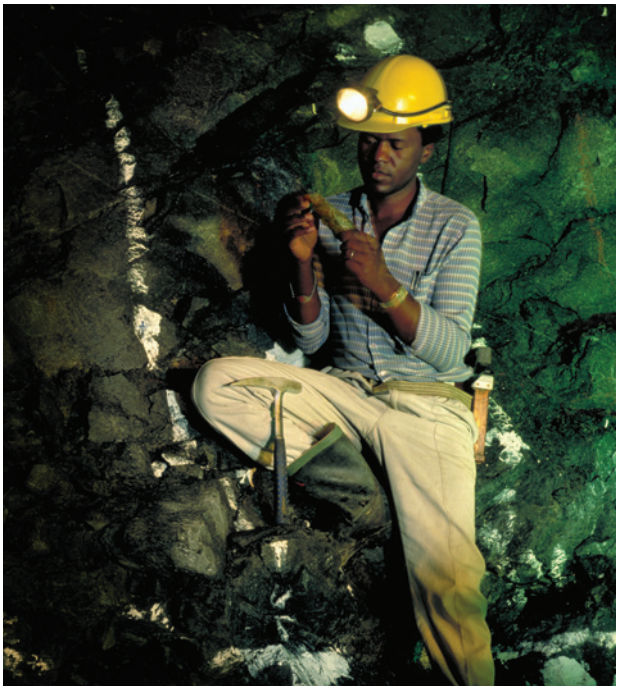
O ciclo das rochas nunca tem fim. Está sempre operando em diferentes estágios em várias partes do mundo, formando e erodindo montanhas em um lugar e depositando e soterrando sedimentos em outro. As rochas que compõem a Terra sólida são recicladas continuamente, mas só podemos ver as partes do ciclo que ocorrem na superfície e, portanto, devemos deduzir a reciclagem da crosta profunda e do manto por evidências indiretas.

## Concentrações de recursos minerais valiosos

O ciclo das rochas é essencial para a criação de concentrações economicamente importantes dos muitos minerais valiosos encontrados na crosta da Terra. Os minerais não são apenas fontes de metais, que será o nosso foco aqui, mas também fornecem pedras para a utilização em prédios e estradas, fosfatos para a fabricação de fertilizantes, cimento para a construção civil, argilas para as cerâmicas, areia para a fabricação de transistores de silício e cabos de fibra óptica e muitos outros itens que usamos em nosso dia a dia. Encontrar esses minerais e extraí-los é um trabalho vital para os geocientistas, então voltamos nossa atenção para como e onde alguns desses prêmios geológicos são formados.

Os elementos químicos da crosta terrestre estão amplamente distribuídos em muitos tipos de minerais, sendo estes encontrados em uma grande variedade de rochas. Em muitos locais, qualquer elemento específico será encontrado homogeneizado com outros elementos, em quantidades próximas à sua concentração média na crosta. Uma rocha granítica comum, por exemplo, pode conter baixa percentagem de ferro, semelhante à concentração média desse elemento na crosta terrestre.

A existência de concentrações mais altas de um determinado elemento na crosta significa que ele passou por algum processo geológico capaz de segregá-lo em quantidades muito maiores que o normal. O *fator de concentração* de um elemento em um corpo de minério é a razão entre a abundância daquele elemento no depósito e sua abundância média na crosta. As altas concentrações de elementos são encontradas em um número limitado de ambientes geológicos específicos. Esses ambientes são de interesse econômico, pois quanto mais alta a concentração de um recurso em um determinado depósito, mais baixo será o custo de sua recuperação.



(a)

(b)

**FIGURA 3.29** ■ Alguns metais são encontrados em seu estado nativo. (a) Um geólogo examina amostras de rocha em uma mina de ouro subterrânea no Zimbábue, sul da África. (b) Ouro nativo em um quartzo de cristal. [(a) Peter Bowater/Photo Researchers; (b) Chip Clark]

**Minérios** são depósitos ricos de minerais, a partir dos quais podem-se recuperar lucrativamente metais valiosos (ver Prática de Geologia). Os minerais que contêm esses metais são chamados de *minerais de minério*. Os minerais de minério são os sulfetos (o grupo principal), os óxidos e os silicatos. Os minerais de minério de cada um desses grupos são compostos de elementos metálicos com enxofre, oxigênio e óxido de silício, respectivamente. A covelita, um mineral de minério de cobre, por exemplo, é um sulfeto de cobre (CuS). A hematita ($Fe_2O_3$), um mineral de minério de ferro, é um óxido de ferro. A garnierita, um mineral de minério de níquel, é um silicato de níquel, $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$. Além disso, alguns metais, como o ouro, são encontrados no estado nativo, isto é, não combinado com outros elementos (**Figura 3.29**).

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### A mineração vale a pena?

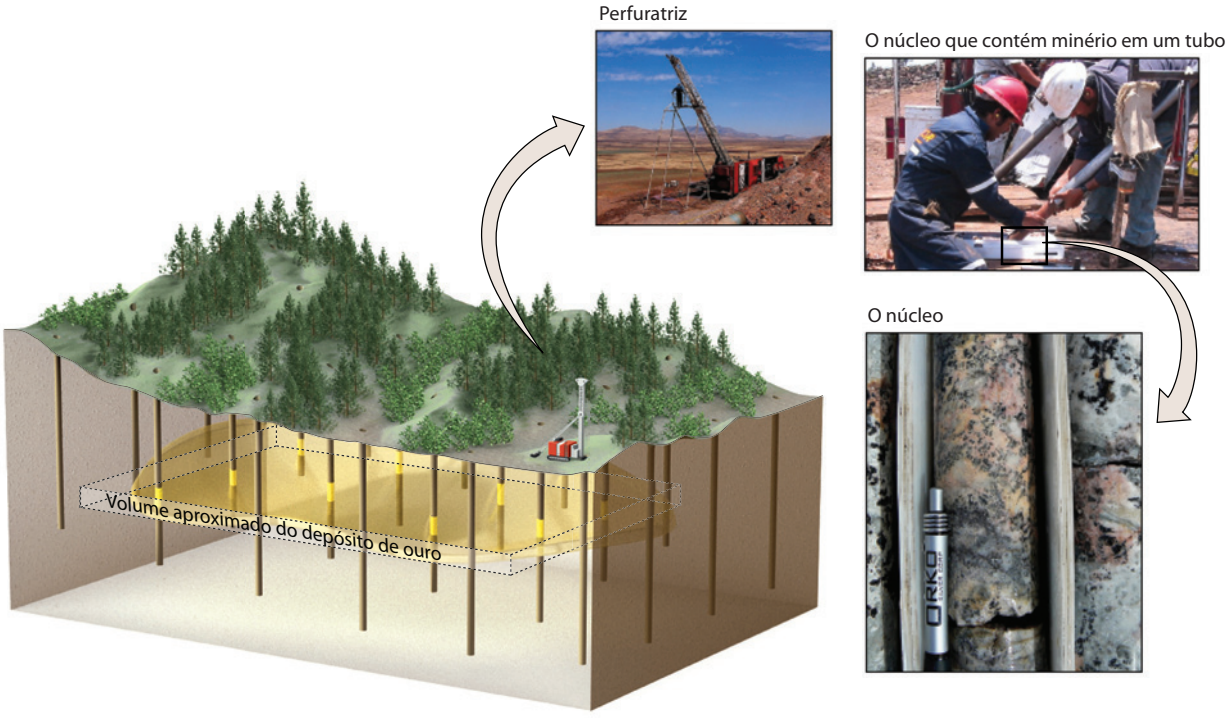
Geólogos trabalhando para a Rocks-r-Us Corporation descobriram rochas vulcânicas basálticas entrelaçadas com ouro. Os executivos corporativos refletem sobre os números e as mensurações e estudam o modelo tridimensional do depósito de minério, mas, no final, eles fazem apenas uma pergunta: devemos abrir uma mina?

A exploração de minerais de minério é uma atividade importante e desafiadora que emprega muitos geólogos. No entanto, encontrar um depósito promissor é apenas o primeiro passo rumo à extração de materiais úteis. A forma do depósito e a distribuição e concentração do minério devem ser estimados antes do início da mineração. Isso é realizado com a perfuração de orifícios com pouco espaçamento e obtendo núcleos contínuos através do depósito de minérios e da rocha circundante. Informações sobre os núcleos são utilizadas para criar um modelo tridimensional do depósito de minério. Esse modelo é, então, usado para avaliar se o depósito é grande o bastante e se tem uma alta concentração de minerais para justificar a abertura da mina. Os geólogos contribuem com informações centrais de significância econômica direta para esse processo prático de tomada de decisão.

O planejamento de operações de mineração geralmente baseia-se em análises químicas e minerológicas dos núcleos extraídos, a partir das quais duas grandezas são calculadas:

- O teor refere-se à concentração de minerais de minério em rochas parentais sem valor econômico (chamadas de *resíduos de rocha*).
- A *massa* é a quantidade de minério que tem o potencial de ser extraído do depósito.

As duas grandezas são importantes porque nem o teor nem a massa sozinhos são suficientes para iden-




Um depósito de minério é perfurado para a obtenção de amostras do testemunho para análise geoquímica e minerológica. Um tubo de metal giratório, guarnecido com dentes de diamante, corta o depósito. O espaço oco no tubo enche-se de rocha sólida, que é extraída quando o tubo é retirado da rocha. O testemunho tem a forma de um cilindro. [Ben Whiting, P. Geo.]

tificar um depósito de valor econômico. Por exemplo, o teor pode ser localmente muito alto em veios, mas a massa geral pode ser baixa porque os veios são raros. Em outro caso, a massa pode ser alta, mas os minerais de minério podem estar tão dispersos nos resíduos de rocha que os custos de processamento para extração do minério seriam altos demais. Dessa forma, o depósito ideal de minério é o que tem teor e massa em alta quantidade.

Calcula-se o teor pela determinação da porcentagem de minerais de minério em um volume de rocha. Essa mensuração é feita por análise laboratorial de amostras do testemunho. A massa é calculada pela atribuição do valor do teor determinado para núcleos individuais ao volume desconhecido de rocha entre os orifícios de perfuração. A massa é a quantidade de minério que pode ser extraída se for possível extraí-lo por completo da rocha, mas é raro que isso aconteça. No linguajar da indústria de mineração, a massa é geralmente calculada em toneladas e chamada de *tonelagem*, em razão dos volumes enormes de rocha que estão envolvidos.

A perfuração e a análise de amostras de testemunhos demonstraram que o ouro nos depósitos da Rocks-r-Us tem teor médio de 0,02% em todos os testemunhos. Determinou-se que o depósito tem uma geometria retangular que se estende lateralmente por 50 metros em uma direção e 1.500 metros na outra, com espessura de 2 metros.

Qual é o volume do depósito de minério?

$$V_{\text{depósito}} = \text{comprimento} \times \text{largura} \times \text{espessura}$$
$$= 50\ \text{m} \times 1.500\ \text{m} \times 2\ \text{m}$$
$$= 150.000\ \text{m}^3$$

Qual é o volume de ouro no depósito de minério?

$$V_{\text{ouro}} = V_{\text{depósito}} \times \text{grau}$$
$$= 150.000\ \text{m}^3 \times 0{,}02\%$$
$$= 30\ \text{m}^3$$

Considerando que o ouro tem densidade de 19 g/cm$^3$ (aproximadamente 6.800 onças/m$^3$), qual é a massa do ouro em onças?

$$\text{massa} = V_{\text{ouro}} \times \text{densidade}$$
$$= 30\ \text{m}^3 \times 6.800\ \text{onças/m}^3$$
$$= 204.000\ \text{onças}$$

O preço do ouro costuma ser dado em dólares por onça. Quando este livro estava sendo escrito, o preço do ouro era em torno de US$ 800 por onça. Qual é o valor potencial deste depósito de minério?

$$\text{valor} = \text{massa} \times \text{preço}$$
$$= 204.000\ \text{onças} \times \$800/\text{onça}$$
$$= \$163.200.000$$

***PROBLEMA EXTRA:*** Você leva essas informações a uma reunião com os diretores executivos da Rocks-r-Us. Eles calculam que, durante sua vida útil, a mina terá custos operacionais em torno de US$ 120 milhões, incluindo a restauração da terra após o término da mineração. O valor do ouro compensa esse custo? Que cálculo simples você daria como resposta?

## Os depósitos hidrotermais

Muitos dos mais ricos depósitos de minérios formaram-se em regiões de vulcanismo pela interação de processos ígneos com a hidrosfera. Lembre-se de que explicamos, em nossa discussão sobre o ciclo das rochas, que as zonas de subducção podem estar associadas à fusão da litosfera oceânica para formar rochas ígneas. Depósitos enormes de minério podem se formar nesses ambientes tectônicos quando soluções de água quente – também conhecidas como **soluções hidrotermais** – são formadas em torno de corpos de rocha fundida. Isso acontece quando a água subterrânea ou do mar circulante entra em contato com uma intrusão magmática, reage com ela e carrega uma quantidade significativa de elementos e íons liberados pela reação. A seguir, esses elementos e íons interagem entre si para formar minerais de minério, geralmente à medida que a solução esfria.

**VEIOS** As soluções hidrotermais que se movem pelas rochas frequentemente depositam minerais de minério (**Figura 3.30**). Os fluidos quentes circulam com facilidade pelas fraturas nas rochas, resfriando de maneira rápida durante o processo. O resfriamento rápido acelera a precipitação dos constituintes do minério. Os depósitos *tabulares* (em forma de folhas) de minerais precipitados nas fraturas são denominados **veios**. Alguns minérios são encontrados em veios; outros são encontrados nas rochas encaixantes adjacentes a eles, que foram alteradas quando as soluções hidrotermais as aqueceram e nelas se infiltraram. À medida que as soluções reagem com as rochas adjacentes, podem precipitar minerais junto com quartzo, calcita ou outros minerais que comumente preenchem veios. Os depósitos de veios são uma das principais fontes de ouro.

Os depósitos de veios hidrotermais são algumas das mais importantes fontes de minérios metálicos. Os minérios metálicos existem tipicamente sob a forma de sulfetos, como o de ferro (pirita), o de chumbo (galena), o de zinco (esfalerita) e o de mercúrio (cinábrio), mostrados na **Figura 3.31**. As soluções hidrotermais chegam à superfície sob a forma de fontes quentes e gêiseres, muitos dos quais precipitam minérios metálicos – como, por exemplo, de chumbo, zinco e mercúrio – à medida que se resfriam.

**DEPÓSITOS DISSEMINADOS** Os depósitos minerais que estão dispersos em volumes de rochas muito maiores que os veios são chamados de **depósitos disseminados**. Nas rochas ígneas e sedimentares, os minerais estão disseminados em abundantes rachaduras e fraturas. Exemplos de depósitos disseminados importantes são os de cobre nos pórfiros do Chile e do sudoeste dos Estados Unidos. Es-

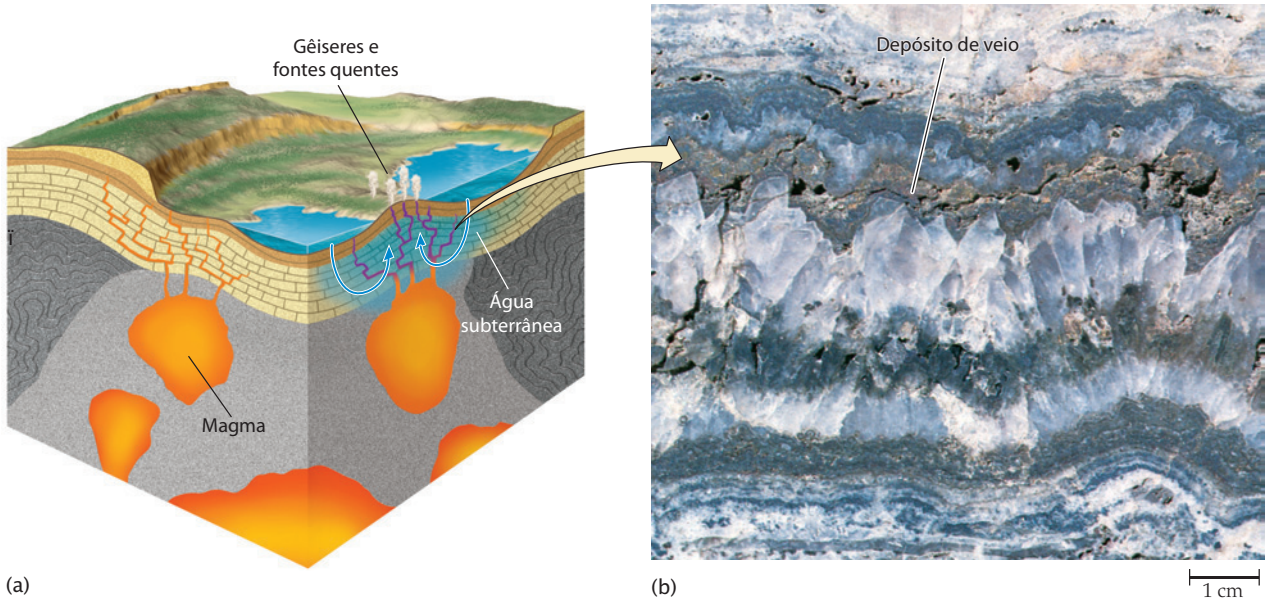
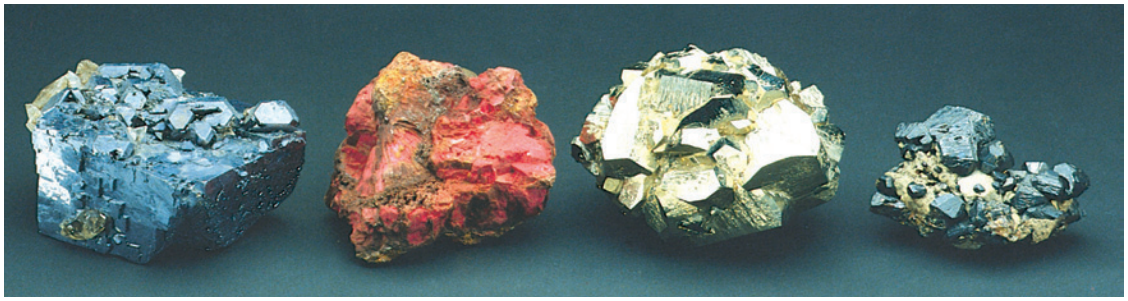



**FIGURA 3.30** ■ Muitos depósitos de minérios são encontrados em veios formados por soluções hidrotermais. (a) A água subterrânea, ao percolar pela rocha fraturada, dissolve óxidos e sulfetos metálicos. Aquecida por uma intrusão magmática, ela ascende, precipitando os minérios metálicos nas fraturas das rochas. (b) Este depósito de veio de quartzo (com cerca de 1 cm de espessura) em Oatman, Arizona (EUA), contendo minérios de ouro e de prata, formou-se por este processo. [Peter Kresan]



Galena (sulfeto de chumbo) | Cinábrio (sulfeto de mercúrio) | Pirita (sulfeto de ferro) | Esfalerita (sulfeto de zinco)

**FIGURA 3.31** ■ Alguns minérios de sulfetos metálicos. Os sulfetos são os minérios metálicos mais comuns. [Chip Clark]

ses depósitos desenvolvem-se em regiões geológicas com abundância de rochas ígneas, geralmente posicionadas na forma de grandes corpos intrusivos. No Chile, essas rochas ígneas intrusivas estão relacionadas à subducção da litosfera oceânica sob os Andes (um evento muito semelhante ao que foi descrito em nosso exemplo do ciclo das rochas). O mineral de cobre mais comum nesses depósitos é a calcopirita, um sulfeto de cobre (**Figura 3.32**). O cobre foi depositado quando os minerais que formam o minério foram introduzidos em várias pequenas fraturas, em intrusivas félsicas porfiríticas e nas rochas encaixantes próximas às porções apicais das intrusões ígneas. Algum processo desconhecido associado à intrusão do magma, ou sucedendo-a imediatamente, quebrou a rocha em milhões de fragmentos. As soluções hidrotermais penetraram e recimentaram as rochas por meio da precipitação de minerais de minério infiltrados na extensa rede de fraturas diminutas. Essa dispersão generalizada produziu um recurso de baixo teor, mas de muito grande volume, com milhares de toneladas de minério, que podem ser explorados economicamente por meio de métodos de grande proporção (**Figura 3.33**).

Os depósitos de chumbo e zinco do vale do alto Mississippi, que se estende do sul do Estado de Wisconsin até Kansas e Oklahoma, são encontrados em rochas sedimentares. Os minérios nesse disseminado depósito hidrotermal não estão associados a uma conhecida intrusão magmática, que poderia ter sido a fonte de soluções hidrotermais, portanto sua origem deve ser muito distinta. Alguns geólogos especulam que os minérios tenham sido depositados por água subterrânea vinda dos Apalaches quando eram muito mais altos. Uma colisão entre continentes entre a América do Norte e a África pode ter criado um rodo em escala continental que empurrou fluidos localizados em profundidade da zona de colisão por toda a extensão até o interior continental da América do Norte. A água subterrânea poderia ter se infiltrado em rochas crustais quentes até altas profundidades, extraindo constituintes solúveis dos minérios, e, então, teria se movido para cima, nas rochas sedimentares sobrejacentes, onde precipitou seu conteúdo mineral sob a forma de preenchimentos de cavidades. Em alguns casos, parece que essas soluções infiltraram-se em formações calcárias e dissolveram alguns carbonatos, substituindo-os por volumes iguais de novos cristais de sulfeto. Os principais minerais desses depósitos são o sulfeto de chumbo (galena) e o sulfeto de zinco (esfalerita).

Calcopirita (um sulfeto de cobre) | Malaquita (um carbonato de cobre) | Calcocita (um sulfeto de cobre)

**FIGURA 3.32** ■ Minérios de cobre. A calcopirita e a calcocita são minérios de cobre do tipo sulfeto. A malaquita é um carbonato de cobre encontrado em associação com sulfetos desse elemento. [Chip Clark]

**FIGURA 3.33** ■ Mina de Cobre de Kennecott, Utah (EUA), uma mina a céu aberto. A mineração a céu aberto é um típico método de grande proporção utilizado para a extração de depósitos de minérios muito disseminados. [David R. Frazier/The Image Works]

## Depósitos ígneos

Os mais importantes depósitos de minério em rochas ígneas são encontrados como segregações de minerais de minério próximo ao fundo das intrusões (ver Capítulo 5, Geologia na Prática). Os depósitos formam-se quando os minerais com temperaturas de fusão relativamente altas cristalizam-se a partir do magma e, então, são depositados e acumulam-se no assoalho de uma câmara magmática. A maior parte do cromo e da platina do mundo, como os depósitos da África do Sul e de Montana, é encontrada como acumulação de minérios que se formaram desse modo (**Figura 3.34**). Um dos mais ricos corpos de minério já encontrados, em Sudbury, Ontário (Canadá), é

**FIGURA 3.34** ■ Cromita (minério de cromo, faixas escuras) em um corpo intrusivo estratiforme no Complexo de Bushveld, África do Sul. [Spence Titley]

uma enorme intrusão máfica contendo grandes quantidades de sulfetos de níquel, cobre e sulfetos de ferro estratiformes próximos à base. Os geólogos acreditam que esses depósitos de sulfetos formaram-se a partir da cristalização de um líquido rico em sulfetos, denso, que se separou do resto do magma durante o resfriamento e afundou até o fundo da câmara antes de se congelar.

À medida que o magma em uma grande intrusão formadora de granito resfria, o último material a cristalizar forma *pegmatitos*, que são rochas com granulação extremamente grossa na qual estão concentrados os minerais presentes no magma somente em quantidades de elementos-traço. Os pegmatitos podem conter depósitos de minerais raros, ricos em elementos como berílio, boro, flúor, lítio, nióbio e urânio, e, também, gemas como a turmalina.

## Depósitos minerais sedimentares

Os depósitos minerais sedimentares constituem parte das maiores fontes de minérios do mundo. Muitos minerais de importância econômica, como cobre, ferro e outros metais, são segregados como resultado de processos sedimentares. Esses depósitos são quimicamente precipitados em ambientes sedimentares, aos quais grandes volumes de metais são transportados em solução. Alguns importantes minérios sedimentares de cobre, como aqueles das camadas permianas de Kupferschiefer ("ardósia de cobre"), da Alemanha, podem ter sido precipitados a partir de soluções hidrotermais ricas em sulfetos metálicos, que interagiram com sedimentos do fundo do mar. O ambiente de tectônica de placas desses depósitos pode ter sido algo como a dorsal mesoceânica descrita em nosso exemplo do ciclo das rochas, exceto que se desenvolveu em um continente. Aqui, o rifteamento da crosta continental levou ao desenvolvimento de um vale profundo, onde sedimentos e minérios foram depositados em um mar muito calmo e estreito.

Muitos depósitos com alto teor de ouro, diamantes e outros minerais pesados, como magnetita e clorita, são encontrados em *pláceres*, depósitos minerais que foram concentrados por seleção de correntes fluviais. Esses depósitos de minério originam-se onde rochas soerguidas sofrem intemperismo e formam grãos de sedimento, os quais são selecionados por peso quando as correntes de fluxos de água passam sobre eles. Devido ao fato de que os minerais pesados são depositados por uma corrente mais rapidamente que os minerais mais leves, como quartzo e feldspato, eles tendem a acumular-se nos leitos dos rios e em barras de areia. Da mesma forma, as ondas do mar depositam preferencialmente os minerais pesados nas praias ou nas barras de areia de costa afora. O bateador de ouro consegue a mesma coisa: a agitação da bateia cheia de água permite que os minerais mais leves sejam lavados para fora, deixando o ouro, mais pesado, no fundo dela (**Figura 3.35**).

Alguns *pláceres* podem ser rastreados rio acima até que se encontre o local da fonte do depósito mineral, que é geralmente de origem ígnea, a partir da qual foram

(a)

(b)

**FIGURA 3.35** ■ (a) O bateamento de ouro foi popularizado pelos "*forty-niners*" [referência ao ano de 1849] durante a corrida do ouro na Califórnia, sendo ainda hoje popular no rio San Gabriel. (b) O ouro é mais denso do que os outros materiais do leito do rio, por isso permanece no fundo da bateia. [(a) Bo Zaunders/CORBIS; (b) David Butow/ CORBIS SABA]

erodidos os minerais. A erosão do Mother Lode,[19] um extenso sistema de veios auríferos que ocorre nos flancos ocidentais do batólito da Sierra Nevada, deu origem aos pláceres descobertos em 1848, causando a corrida do ouro da Califórnia, nos Estados Unidos. Os pláceres foram encontrados antes que sua fonte fosse descoberta. Os pláceres também levaram à descoberta das minas de diamante de Kimberley, na África do Sul, duas décadas mais tarde.

## RESUMO

***O que são os minerais?*** Os minerais – constituintes básicos das rochas – são sólidos inorgânicos, de ocorrência natural, com estruturas cristalinas específicas e composições químicas. Um mineral é constituído de átomos, que são pequenas unidades de matéria que se combinam por meio de reações químicas. Um átomo é composto de um núcleo de prótons e nêutrons, circundado por elétrons. O número atômico de um elemento é o número de prótons em seu núcleo, e sua massa atômica é a soma das massas de seus prótons e nêutrons.

***Como os átomos se combinam para formar as estruturas cristalinas dos minerais?*** As substâncias químicas reagem entre si para formar compostos, perdendo ou ganhando elétrons para se tornarem íons, ou por meio de compartilhamento de elétrons. As ligações iônicas, que se formam pela atração eletrostática entre íons positivos (cátions) e negativos (ânions), são o tipo dominante de ligação química em estruturas minerais. Os átomos que compartilham elétrons para formar um composto mantêm-se juntos por meio de ligações covalentes. Quando um mineral cristaliza, os átomos ou íons agrupam-se em proporções adequadas para formar uma estrutura cristalina, que é um arranjo tridimensional ordenado no qual a configuração básica repete-se em todas as direções.

***Quais são os principais minerais formadores das rochas?*** Os silicatos – os mais abundantes minerais da crosta terrestre – são estruturas cristalinas formadas por tetraedros de silicato ligados entre si de várias formas. Os tetraedros podem ser isolados (ligados entre si apenas por cátions) ou estruturados em cadeias simples, duplas, em folhas ou, ainda, em arranjos tridimensionais. Os minerais de carbonato são compostos de íons carbonato ligados a cálcio, a magnésio, ou a ambos. Os óxidos são compostos de oxigênio com elementos metálicos. Os sulfetos e sulfatos são compostos de íons de sulfeto e sulfato, respectivamente, em combinação com elementos metálicos.

***Quais são as propriedades físicas dos minerais?*** Os geólogos utilizam as propriedades físicas dos minerais para identificá-los. Essas propriedades físicas são: dureza – facilidade com que sua superfície pode ser arranhada; clivagem – sua aptidão para se dividir ou quebrar ao longo de superfícies planas;[20] fratura – o modo como se quebram ao longo de superfícies irregulares; brilho – o tipo de luz refletida; cor – conferida pela luz transmitida ou refletida pelos cristais ou às massas irregulares ou ao seu traço (a cor do fino pó do mineral); densidade – a massa por unidade de volume; e hábito cristalino – a forma dos cristais individuais ou de agregados.

***O que determina as propriedades das rochas?*** A mineralogia (os tipos e proporções de minerais que constituem a rocha) e a textura (os tamanhos, as formas e o arranjo espacial de seus cristais ou grãos) definem uma rocha. A mineralogia e a textura de uma rocha são determinadas pelas condições geológicas sob as quais foi formada.

***Quais são os três tipos de rochas e como eles se formam?*** As rochas ígneas formam-se por cristalização dos magmas ao resfriarem-se. As rochas ígneas intrusivas resfriam lentamente no interior da Terra e têm cristais grandes. As rochas ígneas extrusivas, as quais resfriam rapidamente na superfície, têm uma textura vítrea ou granular fina. As rochas sedimentares formam-se pela litificação de sedimentos após serem soterrados. Os sedimentos são derivados do intemperismo e da erosão das rochas expostas na superfície terrestre. As rochas metamórficas formam-se quando rochas ígneas, sedimentares ou outras rochas metamórficas são submetidas a altas temperaturas e pressões no interior da Terra que alteram sua mineralogia, textura ou composição química.

***Como o ciclo das rochas explica a transformação de rochas de um tipo para outro?*** O ciclo das rochas relaciona os processos geológicos movidos pelos sistemas de placas tectônicas e do clima à formação de cada um dos três tipos de rocha. Podemos ver os processos iniciando em qualquer ponto do ciclo, como a criação de nova litosfera oceânica em um centro de expansão à medida que dois continentes se separam. A bacia oceânica torna-se mais larga até que, em algum ponto, o processo seja revertido. Conforme a bacia fecha e as rochas ígneas e os sedimentos são subduzidos abaixo de um continente, começam a se fundir para formar uma nova geração de rochas ígneas. O calor e a pressão associados à subducção e à intrusão dessas rochas ígneas transformam as rochas circundantes em rochas metamórficas. Por fim, os dois continentes colidem, e essas rochas ígneas e metamórficas são soerguidas em uma cadeia de montanhas altas. As rochas soerguidas sofrem lento intemperismo, e seus fragmentos são depositados na forma de sedimentos.

***Como são formados os depósitos de minerais de valor econômico?*** Minérios são depósitos de minerais dos quais é possível recuperar metais valiosos de forma lucrativa. Os depósitos hidrotermais de minérios são formados quando

a água subterrânea ou a água do mar reage com uma intrusão magmática para formar uma solução hidrotermal. A água aquecida lixivia os minerais solúveis para resfriar rochas mais frias, onde são precipitados em fraturas. Esses minérios podem ser encontrados em veios ou em depósitos disseminados. Os depósitos de minério ígneo geralmente formam-se quando os minerais cristalizam-se a partir do magma e, então, são depositados e acumulam-se no assoalho de uma câmara magmática. São frequentemente encontrados na forma de acúmulos de minerais em camadas. Outros minérios são quimicamente precipitados em ambientes sedimentares, para os quais os metais são transportados em solução.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

ânion (p. 60)
brilho (p. 72)
carbonato (p. 65)
cátion (p. 60)
ciclo das rochas (p. 79)
clivagem (p. 70)
compartilhamento de elétrons (p. 60)
cor (p. 72)
cristal (p. 62)
cristalização (p. 61)
densidade (p. 64)
depósito disseminado (p. 84)
dureza (p. 69)
elemento-traço (p. 73)
erosão (p. 77)
escala de dureza de Mohs (p. 69)
estratificação (p. 77)
fratura (p. 72)
grão (p. 63)
gravidade específica (p. 73)
hábito cristalino (p. 74)
intemperismo (p. 76)
íon (p. 60)
isótopo (p. 59)
ligação covalente (p. 60)
ligação iônica (p. 60)
ligação metálica (p. 61)
litificação (p. 77)
magma (p. 63)
massa atômica (p. 59)
metamorfismo de contato (p. 78)
metamorfismo regional (p. 78)
mineral (p. 58)
mineralogia (p. 58)
minério (p. 82)
número atômico (p. 59)
óxidos (p. 65)
polimorfo (p. 64)
precipitação (p. 64)
rocha (p. 74)
rocha ígnea (p. 75)
rocha metamórfica (p. 76)
rocha sedimentar (p. 76)
sedimento (p. 76)
sedimento bioquímico (p. 77)
sedimento siliciclástico (p. 77)
sedimento químico (p. 77)
silicato (p. 65)
solução hidrotermal (p. 84)
sulfato (p. 65)
sulfeto (p. 65)
textura (p. 75)
traço (p. 72)
transferência de elétrons (p. 60)
veio (p. 84)

## EXERCÍCIOS

1. Defina mineral.
2. Quais são as diferenças entre um átomo e um íon?
3. Desenhe a estrutura atômica do cloreto de sódio.
4. Quais são os dois tipos de ligações químicas?
5. Enumere as estruturas básicas dos silicatos.
6. Cite três grupos de minerais que não sejam silicatos.
7. Como um geólogo de campo mediria a dureza?
8. Qual é a diferença entre os minerais calcita e dolomita?
9. Quais são as diferenças entre rochas ígneas extrusivas e intrusivas?
10. Quais são as diferenças entre metamorfismo regional e de contato?
11. Quais são as diferenças entre rochas sedimentares siliciclásticas e químicas ou biológicas?
12. Liste três silicatos comuns encontrados em cada grupo de rochas: ígneas, sedimentares e metamórficas.
13. Dos três grupos de rochas, quais se formam na superfície terrestre e quais se formam no interior da crosta?
14. Quais são as características de um depósito de minério econômico?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Descreva a criação de um depósito de minério por atividade hidrotermal.
2. Desenhe um diagrama simples para mostrar como o silício e o oxigênio dos silicatos compartilham elétrons.
3. O diopsídio, um piroxênio, tem a fórmula $(Ca,Mg)_2Si_2O_6$. Que indicações essa fórmula pode dar sobre a sua estrutura cristalina e sobre as substituições entre cátions?
4. Em alguns corpos de granito, pode-se encontrar cristais muito grandes, com até um metro de comprimento, que, entretanto, tendem a apresentar poucas faces cristalinas. O que você pode deduzir a respeito das condições de crescimento desses cristais?
5. Quais propriedades físicas dos silicatos com estrutura em folhas estão relacionadas com sua estrutura cristalina e força de ligação?
6. No Apêndice 4, escolha dois minerais que você acredita serem passíveis de uso como bons abrasivos ou pedras para afiar aço e descreva a propriedade física que justifica a sua escolha.

7. A aragonita, cuja densidade é de 2,9 g/cm$^3$, tem exatamente a mesma composição química da calcita, que tem uma densidade de 2,7 g/cm$^3$. Considerando somente esses fatores, qual desses dois minerais tem maior probabilidade de ter se formado sob alta pressão?
8. Há, pelo menos, sete propriedades físicas que podem ser utilizadas para identificar um mineral desconhecido. Quais delas são mais úteis para fazer a discriminação entre minerais que têm a mesma aparência? Descreva uma estratégia que lhe possibilite afirmar com certeza que um cristal não identificado de calcita transparente é, na verdade, a mesma coisa que uma amostra já identificada de quartzo transparente.
9. O carvão, que se forma a partir da decomposição da vegetação, e que é, portanto, uma substância natural, não é considerado um mineral. Entretanto, quando aquecido a altas temperaturas e soterrado em áreas de alta pressão, transforma-se no mineral grafita. Por que, então, o carvão não é considerado um mineral e a grafita, sim? Explique seu ponto de vista.
10. Que processos geológicos transformam uma rocha sedimentar em uma ígnea?
11. Em qual intrusão ígnea você esperaria encontrar uma zona de metamorfismo de contato mais larga: em uma intrusão de um magma muito quente ou em outra, de um magma mais frio?
12. Descreva os processos geológicos pelos quais uma rocha ígnea é transformada em metamórfica e então exposta à erosão.
13. Utilizando o ciclo das rochas, trace a rota percorrida desde um magma até uma intrusão granítica, passando a um gnaisse metamórfico e, por fim, transformando-se em um arenito. Certifique-se de incluir o papel da tectônica de placas e os processos específicos que originam essas rochas.
14. Onde as rochas ígneas são mais encontradas? Como você pode ter certeza de que uma rocha é ígnea e não sedimentar ou metamórfica?
15. No final do século XIX, os garimpeiros procuravam ouro colocando sedimentos de rio em uma bateia e filtrando a água enquanto os conteúdos da bateia eram revolvidos. Os garimpeiros queriam garantir que haviam encontrado ouro verdadeiro e não pirita ("ouro de tolo"). Por que esse método funcionava? Que propriedade mineral é usada no processo de utilizar uma bateia para procurar ouro? Qual é outro método possível para distinguir entre ouro e pirita?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] A Associação Internacional de Mineralogia (IMA – *International Mineralogical Association*), por meio da sua Comissão de Novos Minerais e Nomenclatura Mineral (CNMMN – *Comission on New Minerals and Mineral Names*), sugeriu, após discussões entre seus associados, que os materiais biogênicos, isto é, aqueles produzidos unicamente por processos biológicos, como as conchas e os dentes, não deveriam ser considerados minerais. Entretanto, caso esses tipos de materiais sejam modificados por processos geológicos, poderão ser incluídos na definição; é o caso dos fosfatos, formados pela modificação de fezes de aves em cavernas, ou das rochas carbonáticas, formadas pela modificação de conchas (ver Nickel, E. H. 1995. The definition of a mineral. *Canadian Mineralogist*, v.33, p. 689-690).

[2] Em climas mais úmidos, como os que ocorrem na maior parte do território brasileiro, isso não acontece com muita frequência. Contudo, um fenômeno mais comumente observado de eletricidade estática seria o da atração de nossos cabelos pela tela da televisão imediatamente após o aparelho ser desligado.

[3] Além da abundância relativa dos elementos, as condições termodinâmicas da cristalização também são essenciais na determinação das proporções de Fe e Mg na olivina.

[4] As abundâncias de cada um dos grupos de minerais são: silicatos, 97% (feldspatos, 58%; piroxênios e anfibólios, 13%; quartzo, 11%; micas, cloritas e argilominerais, 10%; epídoto, granada, andaluzita, silimanita, zeólitas, etc., 2%); carbonatos, óxidos, sulfetos, sulfatos, haloides e outros, 3%.

[5] Embora muitos utilizem como exemplo de polimorfismo o íon silicato, ele não é um exemplo tão característico como o do carbono. Nesta ilustração, os autores exemplificam o polimorfismo com as diferentes formas de agregação dos tetraedros de sílica, o que não se ajusta exatamente ao conceito. Isso porque os minerais constituídos por tetraedros isolados de silicato ($SiO_4$) têm diferentes fórmulas contendo cátions ($SiO_4$ + cátion). Enquanto os minerais formados por cadeias simples de tetraedros têm fórmulas do tipo $SiO_3$ + cátions, os de cadeias duplas têm fórmulas $Si_4O_{11}$ + cátions. Portanto, não são compostos com a mesma fórmula e, por isso, não são polimorfos. Os diferentes tipos de encadeamento dos tetraedros de $SiO_4$ constituem algo semelhante ao que, em química orgânica, se denomina polimerização. Todavia, existem exemplos de polimorfos de sílica ($SiO_2$) que se ajustam perfeitamente ao conceito, como é o caso dos minerais quartzo, cristobalita e tridimita, que têm a mesma fórmula química ($SiO_2$), mas diferentes estruturas cristalinas.

[6] Os silicatos compostos de tetraedros isolados são conhecidos como *nesossilicatos*.

[7] Os silicatos formados por estruturas em cadeias (simples ou duplas) são conhecidos como *inossilicatos*.

[8] Os silicatos com estruturas em folha são comumente designados como *filossilicatos*.

[9] Utiliza-se o termo *tectossilicato* para os silicatos formados por arranjos tridimensionais de tetraedros de $SiO_4$. Já os silicatos com estrutura formada por anéis de tetraedros de $SiO_4$ são denominados *sorossilicatos* (como a turmalina) e *ciclossilicatos* (como o berilo).

[10] Ou prego de cobre.

[11] A sonda exploradora odontológica, um instrumento utilizado por dentistas para diagnosticar a dureza dos dentes, geralmente tem essa dureza.

[12] Outro modo de definir clivagem, muito aceito no Brasil, é aquele que consta no *Manual de Mineralogia*, de Dana e Hurlbut (1969): "Clivagens são superfícies planares definidas, produzidas pela ruptura de um mineral após aplicação de força".

[13] Definições alternativas de *fratura,* utilizadas no Brasil, são: "A maneira com que um mineral se rompe, quando isso não se produz ao longo de superfícies de clivagem" (Dana, J. D., Hurlbut Jr., C. S. 1969. *Manual de Mineralogia*. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico); ou "Toda quebra de um mineral, segundo superfícies não coincidentes com um possível plano cristalográfico" (Ernst, W. G., *Minerais e Rochas*. São Paulo: Edgar Blucher, 1996).

[14] Também chamada de fratura concoide ou, sendo menos preferível, "conchoidal".

[15] Em inglês, *streak plates*, ou seja, "placas de riscar".

[16] Também denominada "densidade relativa".

[17] O conceito foi utilizado por Jeanloz (1989) para se referir a um mineral com a fórmula do piroxênio ($MgSiO_3$) e com a estrutura da perovskita (cúbica), estável em pressões equivalentes a uma profundidade do manto inferior próxima a 600 km. Ele afirmou que "a perovskita é estável em pressões ainda mais altas que 70 GPa, o que implica que o silicato-perovskita parece ocorrer em todo o manto inferior e, portanto, é o mineral mais abundante da Terra". O silicato com a estrutura da perovskita é, desse modo, um produto de experimentos em alta pressão. Neste caso, a qualificação "mineral" deveria ficar entre aspas. Ver Jeanloz, R. 1989. High pressure chemistry of the Earth's mantle and core. In: Peltier, W. R. (ed.). *Mantle convection, plate tectonics and global dynamics*. Montreux: Gordon and Breach Science Publishers.

[18] Também conhecida como púmice.

[19] Embora a tradução literal seja "veio mãe", na literatura técnica em português diz-se "veio pai".

[20] Ver nota de tradução número 12.

# 4

# Rochas Ígneas: Sólidos que se Formaram de Líquidos

Em que uma rocha ígnea difere de outras? ■ 94
Como se formam os magmas? ■ 99
A diferenciação magmática ■ 102
As formas das intrusões magmáticas ■ 105
Os processos ígneos e a tectônica de placas ■ 109

Há mais de dois mil anos, o cientista e geógrafo grego Estrabão viajou para a Sicília para ver as erupções vulcânicas do Monte Etna. Ele observou que a lava líquida quente que se derramava do vulcão para a superfície terrestre resfriava-se e endurecia, formando, em poucas horas, rochas sólidas. No século XVIII, os geólogos começaram a entender que alguns corpos tabulares[1] que seccionavam outras formações rochosas também haviam sido formados a partir do resfriamento e solidificação de magmas. Nesse caso, o magma resfriou-se lentamente, por ter permanecido nas profundezas da crosta terrestre.

Hoje, sabe-se que as rochas fundem-se nas partes profundas da crosta e do manto terrestre e ascendem até a superfície. Alguns desses magmas solidificam-se antes mesmo de alcançar a superfície, enquanto outros abrem caminho até ela, onde, então, extravasam e se solidificam. Ambos os processos produzem rochas ígneas.

Entender os processos que fundem e ressolidificam a rocha é essencial para compreender como a crosta terrestre se forma. Embora ainda tenhamos muito a aprender a respeito dos exatos *mecanismos* de fusão e de solidificação, certamente temos boas respostas para algumas questões fundamentais. Em que uma rocha ígnea difere de outras? Onde e como se formam os magmas? Como as rochas se solidificam a partir desses magmas?

Ao responder a essas questões, estaremos direcionando nossa atenção ao papel central que os processos ígneos desempenham no sistema Terra. Observações sobre as rochas ígneas feitas por geólogos de Estrabão até os dias atuais somente fazem sentido à luz da teoria da tectônica das placas. Especificamente, as rochas ígneas formam-se em centros de expansão, onde as placas afastam-se de forma mútua, nos limites convergentes onde uma placa mergulha por baixo da outra, e em "pontos quentes", onde o material quente do manto ascende até a crosta.

O granito, como aquele mostrado ao fundo na figura, compõe quase toda a cadeia de montanhas cobertas de neve de Sierra Nevada. Inúmeros filmes de faroeste usaram essa parte da Sierra Nevada como cenário. [Robert Hildebrand]

Neste capítulo, estudaremos a ampla variedade existente de rochas ígneas intrusivas e extrusivas, bem como os processos que as formam. Vamos explorar as forças que causam fusão nas rochas e formam magmas e o modo pelo qual esses magmas atingem locais na superfície terrestre e abaixo dela, onde se solidificam. A seguir, analisaremos em maior detalhe os processos ígneos associados a contextos específicos da tectônica de placas.

## Em que uma rocha ígnea difere de outras?

Atualmente, as rochas ígneas são classificadas do mesmo modo que alguns geólogos do século XIX faziam: pela textura e pela composição mineralógica e química.

### Textura

Há 200 anos, a primeira divisão das rochas ígneas foi feita com base na textura, um aspecto que reflete, em grande medida, as diferenças de tamanho dos cristais. Os geólogos classificavam as rochas como cristalina grossa ou fina (ver Capítulo 3). O tamanho dos cristais é uma característica simples, que o geólogo pode facilmente distinguir no campo. Uma rocha de granulação grossa, como o granito, tem cristais individuais que são facilmente visualizados a olho nu. Em contraposição, os cristais de rochas de granulação fina, como o basalto, são pequenos demais para serem vistos a olho nu ou mesmo com a ajuda de uma lente de aumento. A **Figura 4.1** apresenta amostras de granito e de basalto acompanhadas de lâminas delgadas e transparentes de cada uma dessas rochas. As *fotomicrografias*, isto é, fotografias tiradas com o uso de um microscópio, fornecem uma imagem ampliada dos minerais e de suas texturas. As diferenças texturais eram óbvias para os geólogos do passado, mas foram necessárias muitas investigações adicionais para que se conseguisse entender o significado dessas diferenças.

**A PRIMEIRA PISTA: AS ROCHAS VULCÂNICAS** Os primeiros geólogos observaram as rochas vulcânicas que se formavam a partir da lava, durante as erupções vulcânicas (**lava** é o termo que aplicamos ao magma que flui na superfície). Os geólogos notaram que, quando a lava resfriava rapidamente, formava ou uma rocha cristalina fina, ou uma rocha vítrea na qual nenhum cristal podia ser reconhecido. Mas, nos locais onde a lava resfriava-se mais lentamente, como no meio de um espesso derrame com muitos metros de espessura, estavam presentes cristais um pouco maiores.

**A SEGUNDA PISTA: ESTUDOS DE CRISTALIZAÇÃO EM LABORATÓRIO** Há pouco mais de 100 anos, os cientistas experimentais começaram a entender a natureza da cristalização. Qualquer pessoa que já tenha congelado água para obter cubos de gelo sabe que ela se solidifica em poucas horas, à medida que sua temperatura cai abaixo do ponto

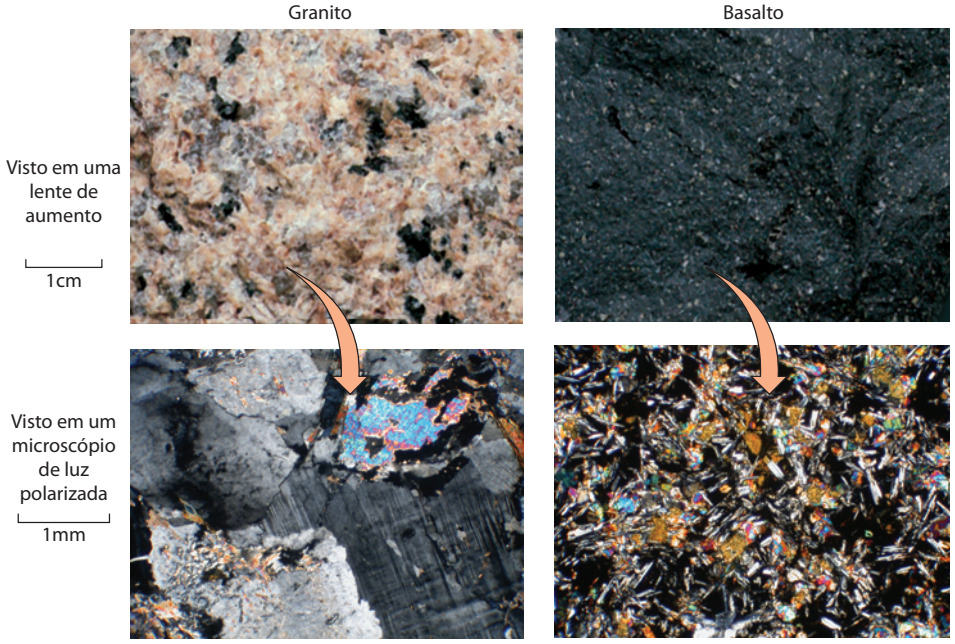



**FIGURA 4.1** ■ As rochas ígneas foram inicialmente classificadas a partir de sua textura. Os primeiros geólogos avaliavam a textura com uma pequena lente de aumento. Os geólogos modernos têm acesso a potentes microscópios de luz polarizada, que produzem fotomicrografias de lâminas delgadas e transparentes de rochas, como as que estão mostradas ao lado. [Fotos de John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum; fotomicrografias de Steven Chemtob]

de congelamento. Se você alguma vez tentou retirar os cubos antes de a água solidificar-se completamente, com certeza deve ter visto finos cristais de gelo formados na superfície da mesma e junto às paredes da forma de congelamento. Durante a cristalização, as moléculas de água adquirem posições fixas na estrutura cristalina que está se formando e não podem mais mover-se livremente, como faziam na água líquida. Todos os outros líquidos, inclusive os magmas, cristalizam-se dessa forma.

Os primeiros cristais minúsculos formam um padrão. Outros átomos ou íons no líquido cristalizante aderem uns aos outros de forma que os cristais pequenos ficam maiores. Passado algum tempo, os átomos ou íons "encontram" seus locais corretos em um cristal em crescimento, o que significa que os cristais aumentam de tamanho apenas se tiverem tempo para crescer lentamente. Se um líquido solidificar-se muito rapidamente, assim como ocorre com um magma quando extravasa na superfície fria da Terra, os cristais não têm tempo para crescer. Ao contrário, uma grande quantidade de cristais minúsculos forma-se simultaneamente à medida que o líquido resfria e se solidifica.

**A TERCEIRA PISTA: O GRANITO COMO EVIDÊNCIA DE RESFRIAMENTO LENTO** O estudo dos vulcões permitiu que os geólogos fizessem a ligação entre as texturas cristalinas finas e o rápido resfriamento na superfície terrestre. Além disso, possibilitou que pudessem entender as rochas ígneas cristalinas de textura fina como evidências de antiga atividade vulcânica. Mas, na ausência de observações diretas, como poderiam os geólogos deduzir que as rochas de granulação grossa formam-se por meio de resfriamento *lento* em profundidade? O granito – uma das rochas mais comuns dos continentes – acabou sendo a pista crucial (**Figura 4.2**). James Hutton, um dos fundadores da Geologia, viu granitos que cortavam e rompiam as camadas de rochas sedimentares, quando fazia trabalhos de campo na Escócia. Ele notou que o granito havia de alguma forma fraturado e invadido as rochas sedimentares, embora tenha entrado à força nas fraturas, como um líquido.

À medida que Hutton examinava mais e mais granitos, começou a prestar atenção nas rochas sedimentares situadas nos bordos deles. Observou, então, que os minerais dessas rochas sedimentares em contato com o granito eram diferentes daqueles que se encontravam nas mesmas rochas a certa distância da intrusão. Chegou à conclusão de que as mudanças nas rochas sedimentares teriam de ser resultantes de forte aquecimento e que o calor teria de ser proveniente do granito. Hutton também notou que o granito era composto de cristais encaixados entre si (ver Figura 4.1). Nessa época, os químicos já tinham estabelecido que um processo lento de cristalização produziria esse tipo de padrão.

Hutton avaliou essas três linhas de evidência e propôs que o granito deveria ter sido formado a partir de um material fundido quente, que se solidificava nas profundezas da Terra. As evidências eram conclusivas, pois nenhuma outra explicação poderia acomodar tão bem todos os fatos. Outros geólogos, ao verem as mesmas características dos granitos em locais de várias partes do mundo muito distantes entre si, vieram a reconhecer que o granito e ou-

**FIGURA 4.2** ■ Intrusão granítica (rocha de cor mais clara) cortando uma rocha sedimentar metamorfizada sugeriu a geólogos que a rocha intrusiva fora forçada nas fraturas como um líquido. [Tom Bean/DRK PHOTO]

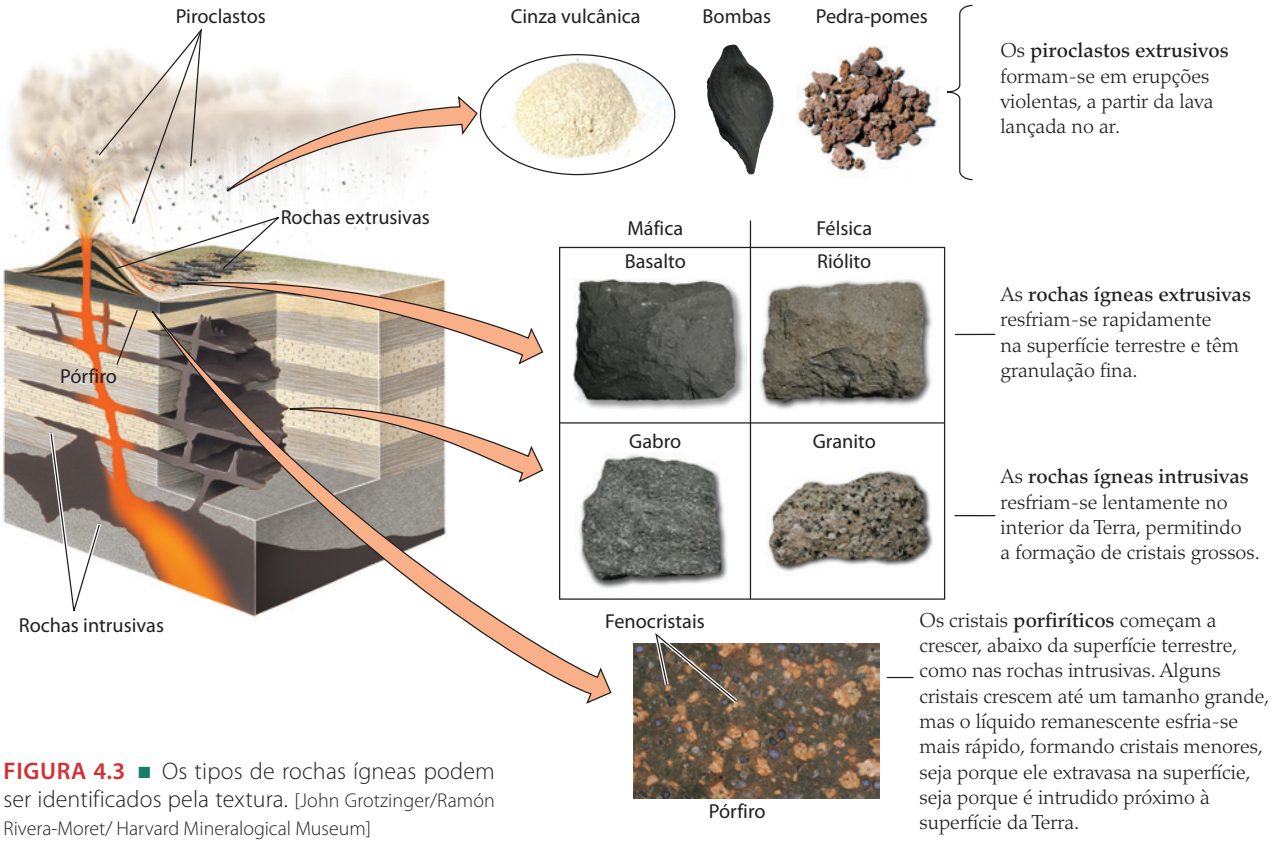



**FIGURA 4.3** ■ Os tipos de rochas ígneas podem ser identificados pela textura. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/ Harvard Mineralogical Museum]

tras rochas cristalinas grossas eram os produtos de magmas que se cristalizaram lentamente no interior da Terra.

**TEXTURAS INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS** O significado completo das distintas texturas das rochas ígneas está claro agora. Como vimos, a textura está ligada ao tempo de resfriamento e, portanto, também ao local onde ele acontece. Uma **rocha ígnea intrusiva** é aquela que forçou seu caminho nas rochas vizinhas, as quais são denominadas de **rochas encaixantes**,[2] e solidificou-se sem atingir a superfície terrestre. O resfriamento lento dos magmas no interior da Terra proporciona o tempo adequado para o crescimento dos grandes cristais encaixados entre si que caracterizam as rochas ígneas intrusivas (**Figura 4.3**).

O resfriamento rápido na superfície terrestre produz as **rochas ígneas extrusivas** (ver Figura 4.3), que mostram texturas de granulação fina ou têm aparência vítrea. Essas rochas, que contêm proporções variáveis de vidro vulcânico, formam-se quando a lava ou outro material vulcânico é ejetado dos vulcões. Por essa razão, são também conhecidas como *rochas vulcânicas*. Elas podem pertencer a duas categorias principais, dependendo do tipo de material extravasado que as formam:

- *Lavas*: A aparência das rochas vulcânicas formadas a partir de lavas é variada. Pode-se encontrar desde lavas com superfície lisa ou cordada até lavas com arestas afiladas, como também pontiagudas ou com bordas irregulares, dependendo das condições em que se formaram.
- *Rochas piroclásticas*: Em erupções mais violentas, formam-se **piroclastos** quando fragmentos de lava são lançados ao ar. Os piroclastos mais finos são a **cinza vulcânica**, fragmentos diminutos, geralmente de vidro, que se formam quando os gases que escapam de um vulcão forçam a irrupção de um borrifo de magma. **Bombas** são partículas maiores arremessadas do vulcão e transportadas pelo ar à medida que se movem violenta e rapidamente através dele. Conforme caem ao solo e resfriam, esses fragmentos de detritos vulcânicos podem se aderir para formar rochas.

Um tipo de rocha piroclástica é a **pedra-pomes**,[3] que consiste em uma massa porosa de vidro vulcânico com um grande número de vesículas. Estas são buracos vazios que se formam depois que os gases aprisionados escapam do magma em processo de solidificação. Outra rocha vulcânica completamente vítrea é a **obsidiana**, que, diferentemente da pedra-pomes, contém apenas minúsculas vesículas e é, portanto, sólida e densa. A obsidiana lascada e fragmentada produz bordas muito afiladas, tendo sido utilizada pelos índios norte-americanos e muitos outros grupos de caçadores para fazer pontas de flecha e diversos instrumentos cortantes.

Um **pórfiro**[4] é uma rocha ígnea com uma textura mista, na qual grandes cristais "flutuam" em uma matriz de textura predominantemente fina (ver Figura 4.3). Os grandes cristais, chamados de *fenocristais*, formaram-se

quando o magma ainda estava sob a superfície terrestre. Então, antes que outros cristais pudessem crescer, uma erupção vulcânica levou o magma para a superfície, onde ele rapidamente se resfriou como uma massa cristalina fina. Em alguns casos, os pórfiros desenvolvem-se como rochas ígneas intrusivas, por exemplo, em locais pouco profundos da crosta, onde os magmas são colocados e resfriados rapidamente. As texturas porfiríticas são muito importantes para os geólogos, pois indicam que diferentes minerais cresceram em diferentes velocidades, um tema que será discutido posteriormente, neste capítulo, com mais detalhe.

No Capítulo 12, examinaremos mais minuciosamente como os processos vulcânicos formam rochas ígneas extrusivas. Por enquanto, vamos direcionar nossa atenção à segunda maneira de classificar as rochas ígneas.

## Composição química e mineralógica

Vimos anteriormente que as rochas ígneas podem ser subdivididas de acordo com sua textura. Contudo, elas também podem ser subdivididas com base na sua composição química e mineralógica. O vidro vulcânico, que não tem forma mesmo quando observado ao microscópio, é frequentemente classificado de acordo com as análises químicas. Uma das mais antigas classificações de rochas ígneas baseia-se em uma simples análise química do seu teor de sílica. A sílica ($SiO_2$) é abundante na maioria das rochas ígneas e representa 40 a 70% do seu peso total.

As classificações modernas agrupam as rochas ígneas de acordo com suas proporções relativas de minerais silicosos (Quadro 4.1; ver também Apêndice 4).

Esses minerais – quartzo, feldspatos, micas dos tipos muscovita[5] e biotita, os grupos dos anfibólios e dos piroxênios e a olivina – formam uma série sistemática. Enquanto os minerais *félsicos* são ricos em sílica, os *máficos* são pobres. Os adjetivos *félsico* (a partir de *fel*dspato e *sí*lica) e *máfico* (a partir de *ma*gnésio e *férrico*, do latim *ferrum*) são aplicados para minerais e para as rochas que têm alto teor desses minerais. Os minerais máficos cristalizam-se em temperaturas mais altas – isto é, logo nos primeiros estágios de resfriamento de um magma – que os minerais félsicos.

Quando o conhecimento da composição mineralógica e química das rochas ígneas foi ampliado, tornou-se claro, para os geólogos, que algumas rochas intrusivas e extrusivas tinham composição idêntica, diferindo apenas no aspecto textural. O basalto, por exemplo, é uma rocha extrusiva formada a partir de lava. O gabro tem exatamente a mesma composição mineral do basalto, porém se forma nas grandes profundidades da crosta (ver Figura 4.3). Da mesma forma, o riólito e o granito são idênticos em composição, diferindo apenas na textura. Assim, as rochas extrusivas e intrusivas formam dois conjuntos paralelos, no que diz respeito à composição química e mineralógica. Inversamente, grande parte das composições químicas e mineralógicas na série félsica-máfica descrita anteriormente pode aparecer tanto em rochas extrusivas quanto intrusivas. As únicas exceções são as rochas com alto teor de minerais máficos, que somente ocorreram como rochas ígneas extrusivas.

**QUADRO 4.1** Os minerais mais comuns das rochas ígneas

| Grupo composicional | Mineral | Composição química | Estrutura do silicato |
|---|---|---|---|
| FÉLSICO | Quartzo | $SiO_2$ | Cadeias tridimensionais[6] |
| | Feldspato potássico | $KAlSi_3O_8$ | |
| | Plagioclásio[7] | $NaAlSi_3O_8$; $CaAl_2Si_2O_8$ | |
| | Muscovita (mica) | $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ | Folhas[8] |
| MÁFICO | Biotita (mica) | K, Mg, Fe, Al — $Si_3O_{10}(OH)_2$ | |
| | Grupo dos anfibólios | Mg, Fe, Ca, Na — $Si_8O_{22}(OH)_2$ | Cadeias duplas[9] |
| | Grupo dos piroxênios | Mg, Fe, Ca, Al — $SiO_3$ | Cadeias simples[10] |
| | Olivina | $(Mg,Fe)_2SiO_4$ | Tetraedros isolados[11] |

A **Figura 4.4** é um modelo que retrata essas relações. Note que, no eixo horizontal, os teores de sílica são plotados como percentagem de uma determinada massa de rocha. As percentagens representadas variam de 70% (correspondendo a um alto teor de sílica) a 40% (correspondendo a um baixo teor de sílica) e cobrem toda a variedade composicional das rochas ígneas. O eixo vertical mostra uma escala que mede a quantidade de um mineral de uma determinada rocha, sob forma de percentagem do volume. Esse modelo pode ser usado para classificar uma amostra de rocha desconhecida com um teor conhecido de sílica: procurando o teor de sílica no eixo horizontal, pode-se determinar sua composição mineralógica e, a partir disso, o tipo de rocha.

Podemos utilizar a Figura 4.4 como auxílio à análise de rochas ígneas intrusivas e extrusivas. Começaremos pelas rochas félsicas, situadas na extremidade esquerda do modelo.

**ROCHAS FÉLSICAS** As **rochas félsicas** são pobres em ferro e magnésio e ricas em minerais que têm altos teores de sílica. Tais minerais incluem o quartzo e os feldspatos ortoclásio e plagioclásio. Os ortoclásios, que contêm potássio, são mais abundantes do que os plagioclásios, os quais contêm quantidades variadas de cálcio e sódio; como indica a Figura 4.4, eles são mais ricos em sódio próximo à extremidade félsica e mais ricos em cálcio próximo ao extremo máfico do diagrama. Assim, da mesma forma que os minerais máficos cristalizam-se em temperaturas mais altas que a dos félsicos, os plagioclásios ricos em cálcio cristalizam-se em temperaturas mais altas que a dos plagioclásios mais sódicos.

Os minerais e as rochas félsicas tendem a ser de cor mais clara. O **granito**, uma das rochas ígneas intrusivas mais abundantes, contém cerca de 70% de sílica. Sua composição inclui quartzo e ortoclásio em abundância e quantidades mais baixas de plagioclásio (ver parte esquerda da Figura 4.4). Esses minerais félsicos de coloração clara conferem ao granito uma cor rosada ou cinza. O granito também contém pequenas quantidades de micas (biotita e muscovita) e de anfibólio.

O **riólito** é o equivalente extrusivo do granito. Essa rocha, de cor castanha-clara a cinza, tem a mesma composição félsica e a coloração clara do granito, porém sua granulação é muito mais fina. Muitos riólitos são compostos inteiramente, ou em grande parte, de vidro vulcânico.

**ROCHAS ÍGNEAS INTERMEDIÁRIAS** A meio caminho entre os extremos félsico e máfico da série estão as **rochas ígneas intermediárias**. Como seu nome indica, essas rochas não são nem tão ricas em sílica quanto as rochas félsicas nem tão pobres deste elemento quanto as rochas

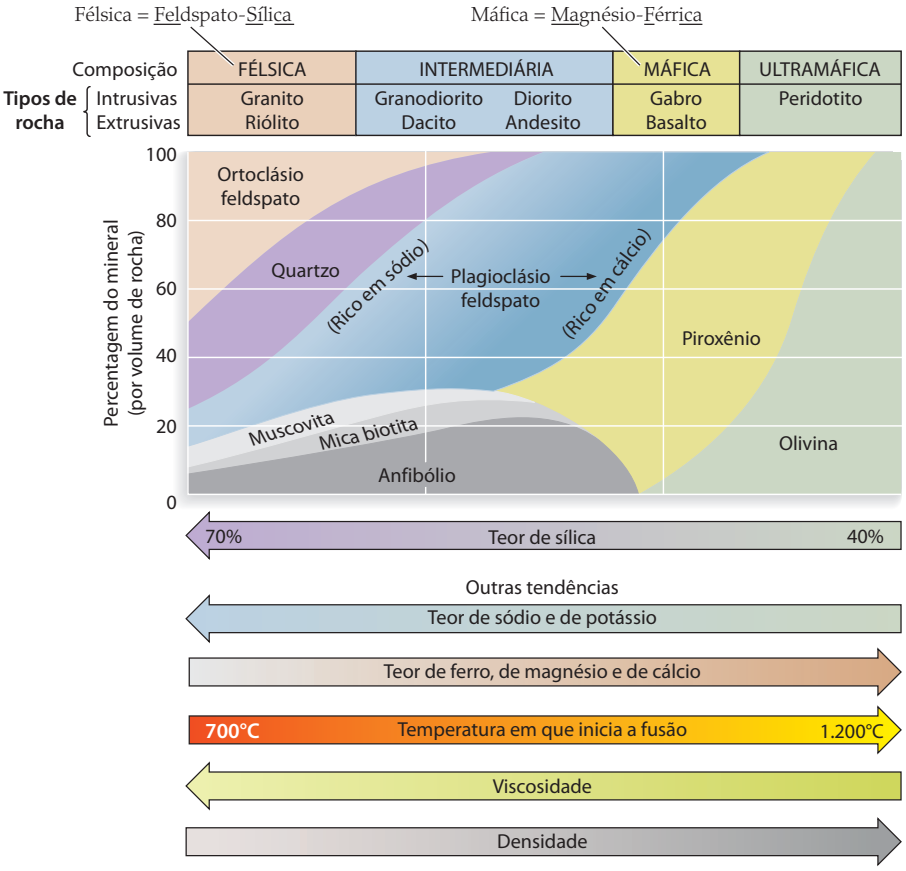



**FIGURA 4.4** ■ A classificação modal das rochas ígneas.[12] O eixo vertical expressa a composição mineralógica de uma determinada rocha sob forma de percentagem de seu volume. O eixo horizontal é uma escala de teor de sílica por peso de rocha. Assim, se você soubesse, por meio de uma análise química, que uma amostra de rocha de granulação grossa tem 70% de sílica, poderia determinar que sua composição teria cerca de 6% de anfibólio, 3% de biotita, 5% de muscovita, 14% de plagioclásio, 22% de quartzo e 50% de ortoclásio, e a rocha seria classificada como um granito. Embora o riólito tenha a mesma composição mineralógica, seria excluído devido a sua textura fina.

máficas. As rochas intermediárias encontram-se à direita do granito na Figura 4.4. A primeira é o **granodiorito**[13], uma rocha félsica de cor clara que tem uma aparência algo semelhante ao granito. Ele é também similar ao granito por ter quartzo abundante, mas nele o feldspato predominante é o plagioclásio, e não o ortoclásio. À direita do granodiorito está o **diorito**, que contém ainda menos sílica e é dominado por plagioclásio, com pouco ou nenhum quartzo. Os dioritos contêm uma quantidade moderada dos minerais máficos biotita, anfibólio e piroxênio e tendem a ser mais escuros que os granitos e granodioritos.

O equivalente extrusivo do granodiorito é o **dacito**. À sua direita, na série das rochas extrusivas, está o **andesito**, que é o equivalente vulcânico do diorito. O nome do andesito é derivado de Andes, a cordilheira de montanhas vulcânicas da América do Sul.

**ROCHAS MÁFICAS** As **rochas máficas** são ricas em piroxênios e olivinas. Esses minerais são relativamente pobres em sílica, mas ricos em magnésio e ferro, elementos que lhes conferem suas cores escuras características. O **gabro**, que tem muito menos sílica que as rochas intermediárias, é uma rocha ígnea de cor cinza-escura com granulação grossa e tem minerais máficos, especialmente piroxênio, em abundância. Essa rocha não contém quartzo e apresenta quantidade apenas moderada de plagioclásio rico em cálcio.

O **basalto** é a rocha ígnea mais abundante da crosta e está virtualmente presente sob todo o fundo marinho. Essa rocha tem cor cinza-escura a preta, sendo o equivalente extrusivo do gabro, mas com granulação fina. Em alguns locais, extensos e espessos *derrames de basalto* constituem grandes planaltos. O Planalto Colúmbia, no Estado de Washington (EUA), e a notável formação conhecida como o Elevado do Gigante (*Giant's Causeway*), no norte da Irlanda, são exemplos. Os basaltos do Deccan, na Índia, e os da Sibéria, no norte da Rússia, representam enormes derrames que parecem coincidir perfeitamente com dois dos maiores períodos de extinção em massa do registro fóssil.

**ROCHAS ULTRAMÁFICAS** As **rochas ultramáficas** consistem fundamentalmente em minerais máficos e contêm menos de 10% de feldspato. Na extremidade direita da Figura 4.4 está o **peridotito**, que tem um teor de sílica de apenas cerca de 45%, granulação grossa e cor cinza-esverdeada escura. Essa rocha é composta principalmente de olivina com pequenas quantidades de piroxênio. Os peridotitos são a rocha dominante do manto da Terra e constituem a fonte das rochas basálticas que se formam nas dorsais mesoceânicas. As rochas ultramáficas raramente são extrusivas. Como se formam em altas temperaturas, raramente constituem líquidos e, portanto, não formam lavas típicas.

**TENDÊNCIAS NA SÉRIE FÉLSICA-MÁFICA** Os nomes e as composições exatas das várias rochas da série félsica-máfica são menos importantes que as mudanças sistemáticas mostradas na Figura 4.4. Há uma forte correlação entre a mineralogia e as temperaturas de cristalização ou de fusão. Como indicado no Quadro 4.2, os minerais máficos fundem-se em temperaturas mais altas que os félsicos. Com temperaturas abaixo do ponto de fusão, os minerais cristalizam-se; portanto, os minerais máficos também cristalizam-se em temperaturas mais altas que os félsicos. Podemos ver no quadro que o conteúdo de sílica também aumenta à medida que nos deslocamos do grupo máfico para o félsico. O aumento do teor de sílica resulta na formação de estruturas de silicatos cada vez mais complexas (ver Quadro 4.1), o que interfere na capacidade que uma rocha fundida tem de fluir. Assim, a **viscosidade**, que é a medida da *resistência* que um líquido tem de fluir, aumenta à medida que o teor de sílica torna-se mais alto. A viscosidade é um fator importante no comportamento de lavas, conforme veremos no Capítulo 12. O aumento do teor de sílica também resulta em diminuição da densidade, como vimos no Capítulo 1.

Está claro que o conhecimento dos minerais de uma rocha pode fornecer informações importantes sobre as condições de formação e cristalização do magma parental que a originou. Entretanto, para interpretar essas informações corretamente, temos de saber mais sobre os processos ígneos, o que faremos no próximo tópico.

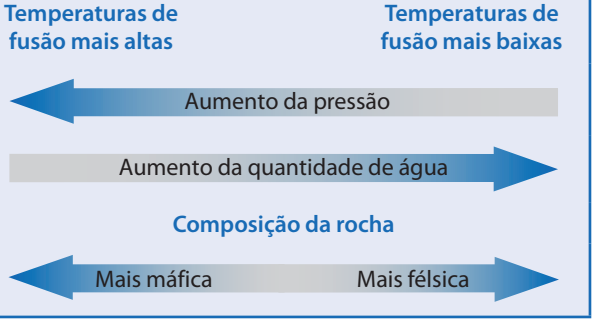
## Como se formam os magmas?

Sabemos, a partir do modo como a Terra transmite as ondas de terremotos, que a maior parte do planeta é sólida por milhares de quilômetros, até o limite núcleo-manto (ver Capítulo 1). As evidências fornecidas pelas erupções vulcânicas, entretanto, indicam-nos que deve haver também regiões líquidas, onde se originam os magmas. Como poderemos resolver essa aparente contradição? A resposta está nos processos que fundem as rochas e criam os magmas.

### Como as rochas se fundem?

Embora ainda não entendamos exatamente os mecanismos de fusão e de solidificação, os geólogos têm aprendido muito com experimentos de laboratório que utilizam fornalhas de alta temperatura (**Figura 4.5**). A partir dessas

**QUADRO 4.2** Fatores que afetam as temperaturas de fusão



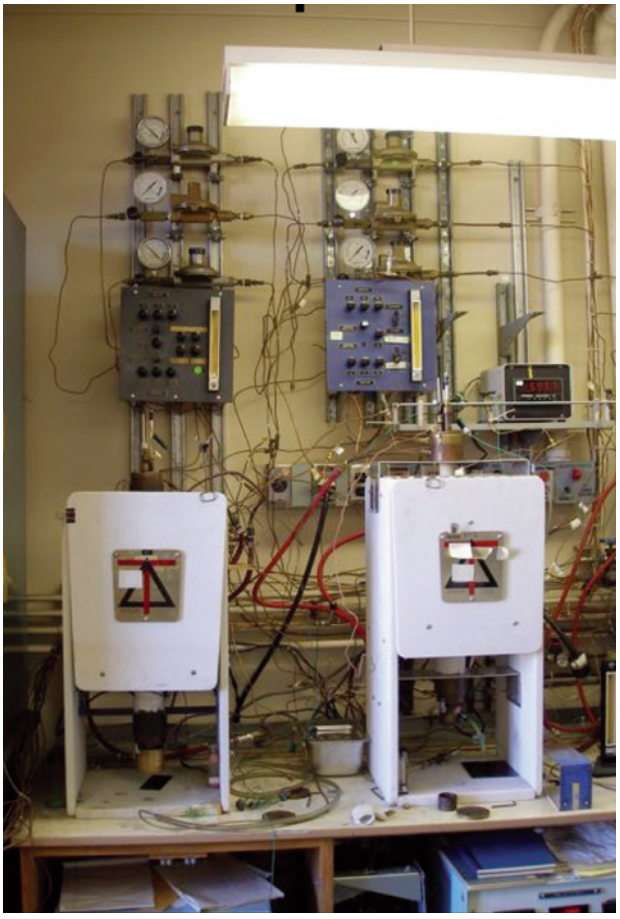


**FIGURA 4.5** ■ Aparelho experimental utilizado para fundir rochas em laboratório. [Sally Newman]

experiências, sabemos que o ponto de fusão de uma rocha depende de sua composição química e mineralógica e das condições de temperatura e pressão (Quadro 4.2).

**TEMPERATURA E FUSÃO** Há 100 anos, os geólogos descobriram que uma rocha nunca se funde completamente, seja qual for a temperatura. Em vez disso, as rochas são submetidas à **fusão parcial**, porque os minerais que compõem uma determinada rocha fundem-se em diferentes temperaturas. À medida que a temperatura sobe, alguns minerais fundem-se e outros permanecem sólidos. Se forem mantidas as mesmas condições em uma dada temperatura, a mesma mistura de rocha sólida e de líquido se mantém. A fração de rocha que se fundiu em uma determinada temperatura é chamada de *fusão parcial*. Para visualizar uma fusão parcial, imagine como ficaria um biscoito contendo pedacinhos de chocolate dispersos na massa ao ser aquecido até que o chocolate derretesse, mas a massa continuasse sólida. Os pedacinhos de chocolate representam a fusão parcial, ou o magma.

A proporção entre sólido e líquido em uma fusão parcial depende da composição e das temperaturas de fusão dos minerais que constituem a rocha original. Depende, também, da temperatura do nível da crosta ou do manto onde a fusão acontece. A fusão parcial pode ser inferior a 1% do volume original de uma rocha, quando ocorre no limite inferior do intervalo de temperatura em que essa rocha se funde. Grande parte da rocha ainda estaria sólida, mas quantidades apreciáveis de líquido estariam presentes sob a forma de pequenas gotículas nos minúsculos espaços entre os cristais da massa de rocha. No manto superior, por exemplo, alguns magmas basálticos são produzidos pela fusão de 1 ou 2% de peridotito. Entretanto, são comuns fusões de 15 a 20% de peridotito mantélico para produzir magmas basálticos, abaixo das dorsais mesoceânicas. Já no limite superior do intervalo de temperatura de fusão de uma rocha, grande parte dela estaria líquida, contendo quantidades menores de cristais não fundidos. Um exemplo disso seria um reservatório de magma basáltico contendo cristais situado bem abaixo de um vulcão, como ocorre na ilha do Havaí.

Os geólogos valeram-se dos novos conhecimentos sobre as fusões parciais para poderem determinar como os diferentes tipos de magmas formam-se em distintas temperaturas e em diversas regiões do interior da Terra. Como você pode imaginar, a composição de uma fusão parcial em que somente os minerais com os menores pontos de fusão foram fundidos pode ser significativamente diferente da composição de uma rocha que foi liquefeita por completo. Assim, os basaltos que se formam em distintas regiões do manto podem ter composições um tanto diferentes entre si.

**PRESSÃO E FUSÃO** Para entender todo o processo de fusão, devemos considerar a pressão e a temperatura. A pressão aumenta com a profundidade no interior da Terra, como resultado da acumulação do peso das rochas sobrejacentes. Os geólogos descobriram, ao fundir rochas sob várias pressões no laboratório, que o aumento das mesmas também elevava a temperatura de fusão. Assim, rochas que teriam se fundido na superfície terrestre permaneceriam sólidas, na mesma temperatura, no interior da Terra. Por exemplo, uma rocha que se funde a 1.000°C na superfície poderia ter uma temperatura de fusão muito mais alta, talvez 1.300°C, em níveis mais profundos, onde a pressão é milhares de vezes maior. O efeito da pressão explica por que a maioria das rochas da crosta e do manto não se funde. Uma rocha só se funde quando sua composição mineral, pressão e temperatura estiverem ajustadas.

Da mesma forma que o aumento de pressão pode manter uma rocha sólida, a diminuição da pressão pode fazê-la fundir-se, se a temperatura for alta o suficiente. Como resultado da convecção, o manto terrestre ascende na região das dorsais mesoceânicas, a uma temperatura mais ou menos constante. À medida que o material mantélico ascende e a pressão diminui abaixo de um ponto crítico, as rochas sólidas fundem-se espontaneamente, sem introdução adicional de calor. Esse processo, conhecido como **fusão por descompressão**, produz o maior volume de rocha fundida da Terra. É por meio desse processo que a maioria dos basaltos do fundo oceânico se forma.

**ÁGUA E FUSÃO** As experiências com temperaturas de fusão e fusão parcial proporcionaram também outros bene-

fícios. Um deles foi a compreensão do papel desempenhado pela água nos processos de fusão das rochas. Os geólogos sabiam, a partir de análises das lavas naturais, que havia água em alguns magmas. Essa descoberta levou-os à ideia de adicionar água às fusões experimentais feitas no laboratório. Com a adição de quantidades pequenas, porém variadas, de água, descobriram que as composições de fusões parciais variam não somente com a temperatura e a pressão, mas também com a quantidade de água presente.

Considere, por exemplo, o efeito da água dissolvida na albita pura (plagioclásio com alto teor de sódio), em locais de baixa pressão na superfície terrestre. Se uma pequena quantidade de água estiver presente na rocha, a albita pura mantém-se sólida até temperaturas um pouco maiores que 1.000°C, que é 10 vezes mais alta que a do ponto de ebulição da água. Nessas temperaturas, a água na albita está sob a forma de vapor (gás). Se grande quantidade de água estiver presente, a temperatura de fusão da albita diminuirá, caindo até temperaturas em torno de 800°C. Esse comportamento segue a regra geral, que estabelece que, ao dissolver-se um pouco de uma substância (no caso, a água) em outra (a albita), o ponto de fusão da substância será rebaixado. Se você vive em um local de clima frio, deve estar familiarizado com esse princípio, pois as prefeituras espalham sal nas estradas cobertas de gelo para baixar o ponto de fusão do mesmo. Segundo esse mesmo princípio, a temperatura de fusão da albita – e de todos os silicatos – cai de forma considerável na presença de grandes quantidades de água. Os pontos de fusão desses minerais diminuem proporcionalmente à quantidade de água dissolvida no silicato fundido.

A fusão de rocha induzida pela presença de água que reduz seu ponto de fusão é chamada de **fusão induzida por fluidos**. A quantidade de água é um fator significativo na fusão de rochas sedimentares, que contêm um volume bastante grande de água em seus poros, maior do que pode ser encontrado em rochas ígneas ou metamórficas. Como discutiremos mais adiante, neste capítulo, a água das rochas sedimentares desempenha um papel importante nos processos de fusão que originam boa parte da atividade vulcânica nas zonas de subducção.

## A formação das câmaras magmáticas

A maioria das substâncias é menos densa na forma líquida do que na forma sólida. A densidade de uma rocha fundida é menor que a de uma rocha sólida de mesma composição. Com esse conhecimento, os geólogos argumentam que grandes volumes de magma poderiam se formar de acordo com a explicação que será exposta a seguir. Se o magma menos denso tivesse uma oportunidade de se mover, ele se moveria para cima, da mesma forma que o óleo, que é menos denso que a água, ascende até a superfície de uma mistura de ambos. Sendo líquida, a fusão parcial poderia mover-se lentamente para cima, através de poros e ao longo dos limites intercristalinos das rochas sobrejacentes. À medida que as gotas de rocha fundida se movem para cima, elas podem coalescer com outras gotas, formando borbulhas maiores de rocha fundida no interior sólido da Terra.

A ascensão de magmas, atravessando o manto e a crosta, pode ser lenta ou rápida. As velocidades de ascensão podem variar de 0,3 até 50 m/ano. O tempo de ascensão pode ser de dezenas de milhares até centenas de milhares de anos. À medida que ascendem, os magmas podem misturar-se com outros e, também, influir na fusão da crosta litosférica. Hoje sabemos que as grandes borbulhas de rocha fundida, chamadas de **câmaras magmáticas**, formam-se na litosfera à medida que as gotas de rocha fundida em processo de ascensão empurram para os lados as rochas sólidas adjacentes. Sabemos que elas existem, porque as ondas de terremotos conseguem mostrar-nos a profundidade, o tamanho e os contornos gerais das câmaras existentes abaixo de alguns vulcões ativos. O volume de uma câmara magmática pode chegar a vários quilômetros cúbicos. Ainda não se pode dizer, com certeza, como as câmaras magmáticas se formam, nem como se parecem em três dimensões. Pensa-se que sejam grandes cavidades na rocha sólida, preenchidas com líquido, as quais se expandem à medida que mais porções das rochas envolventes são fundidas, ou à medida que mais líquido é adicionado ao longo de rachaduras e outras pequenas aberturas entre os cristais. As câmaras magmáticas contraem-se à medida que expelem magmas para a superfície durante as erupções.

## Onde se formam os magmas?

O conhecimento que temos dos processos ígneos é proveniente de inferências geológicas e de experimentos em laboratório. Uma importante fonte de informação são os vulcões, que fornecem informações sobre os locais onde os magmas estão. A segunda fonte de dados refere-se aos registros de temperaturas medidas em sondagens profundas e em poços de minas. Esses registros mostram que a temperatura do interior da Terra aumenta com a profundidade. Usando essas medições, os cientistas puderam estimar a taxa de aumento da temperatura com a profundidade.

Em alguns locais, as temperaturas registradas em uma determinada profundidade são muito mais altas que aquelas medidas na mesma profundidade em outros locais. Esses resultados indicam que algumas partes da crosta e do manto da Terra são mais quentes que outras. Por exemplo, a Grande Bacia (*Great Basin*), no Oeste dos Estados Unidos, é uma área onde o continente norte-americano está sendo estendido e sofrendo afinamento, o que resulta em um aumento da temperatura a uma taxa extremamente rápida, alcançando 1.000°C a uma profundidade de 40 km, não muito abaixo da base da crosta. Essa temperatura é quase suficiente para fundir o basalto. Em contraste, em regiões tectonicamente estáveis, como as porções interiores dos continentes, a temperatura aumenta muito mais lentamente, alcançando apenas 500°C na mesma profundidade.

## A diferenciação magmática

Os processos que abordamos até o momento demonstram como as rochas se fundem para formar magmas. Mas como é possível explicar a diversidade de rochas ígneas? Essa diversidade é resultante de magmas de distintas composições, formados pela fusão de diferentes tipos de rochas? Ou existem processos que produzem a diversidade a partir de um material parental originalmente uniforme?

Mais uma vez, as respostas para essas questões vieram de experiências de laboratório. Os geólogos misturaram elementos químicos em proporções que simulavam as composições de rochas ígneas naturais e, então, fundiram essas misturas. À medida que as fusões resfriavam-se e solidificavam-se, os pesquisadores observaram cuidadosamente as temperaturas nas quais os cristais se formavam e registraram as composições químicas dos mesmos. Essa pesquisa deu origem à teoria da **diferenciação magmática**, que é um processo por meio do qual rochas de proporções variadas podem surgir a partir de um magma parental uniforme. A diferenciação magmática ocorre porque diferentes minerais cristalizam-se em diferentes temperaturas.

Como em uma imagem especular invertida do processo de fusão parcial obtida pelos experimentos, os primeiros minerais que se cristalizam em um magma em resfriamento são aqueles que se fundem por último. Na etapa de cristalização inicial, são retirados elementos químicos do líquido que acabam por modificar a composição do magma. Na continuação do resfriamento, cristalizam-se os minerais que se fundiram na etapa de temperatura imediatamente mais baixa do experimento de fusão parcial. Mais uma vez, a composição química do magma modifica-se, como resultado da retirada de vários elementos químicos. Finalmente, quando o magma solidifica-se por completo, os últimos minerais a cristalizarem-se são os que se fundiram primeiro. É dessa maneira que o mesmo magma parental pode dar origem a diferentes rochas ígneas, como resultado das mudanças na sua composição química ao longo do processo de cristalização.

## Cristalização fracionada: observações de laboratório e de campo

A **cristalização fracionada** é o processo por meio do qual os cristais formados a partir de um magma em resfriamento são segregados do líquido remanescente. Essa segregação acontece de várias formas, seguindo uma sequência normalmente descrita como *série de reação de Bowen* (**Figura 4.6**). No cenário mais simples, os cristais formados em uma câmara magmática depositam-se no assoalho desta, sendo, assim, impedidos de reagir com o líquido remanescente. Os cristais que já haviam se formado são, deste modo, segregados do magma remanescente, que continua seu processo de cristalização à medida que se resfria.

Um bom exemplo para testar a teoria da cristalização fracionada é o de Palisades,[14] um alinhamento de penhascos imponentes próximo à cidade de Nova York, na margem oeste do rio Hudson (**Figura 4.7**). Essa formação ígnea tem cerca de 80 km de comprimento e, em alguns locais, chega a 300 m de altura. Ela resulta de um magma de composição basáltica que foi intrudido em rochas sedimentares quase horizontais. Contém abundante olivina em sua base, piroxênio e plagioclásio na porção mediana e, próximo ao topo, é composta, principalmente, de plagioclásio. Essas variações da composição mineralógica entre a base e o topo tornaram Palisades um local perfeito para testar a teoria da cristalização fracionada.

A partir das experiências de fusão de rochas com proporções de minerais praticamente idênticas à composição da intrusão de Palisades, os geólogos determinaram que a temperatura da fusão deve ter sido em torno de 1.200°C. As porções de magma próximas aos contatos relativamente frios com as encaixantes sedimentares, no topo e na base, resfriaram-se rapidamente, formando um basalto de granulação fina, cuja composição química é a mesma

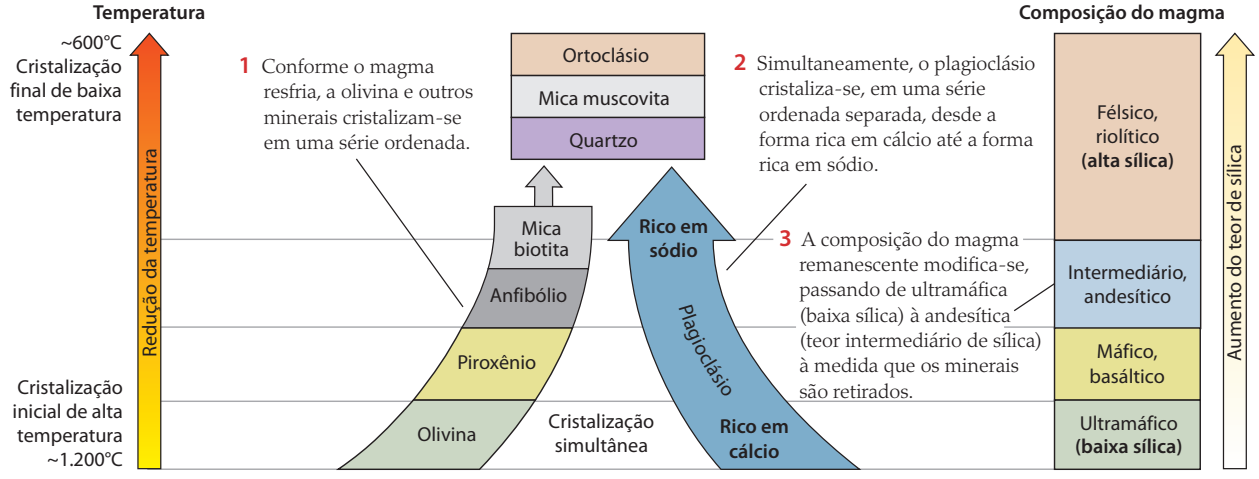



**FIGURA 4.6** ■ A série de reação de Bowen fornece um modelo de cristalização fracionada.

À medida que o magma esfria, os minerais cristalizam-se em diferentes temperaturas e são retirados do magma seguindo uma determinada ordem.

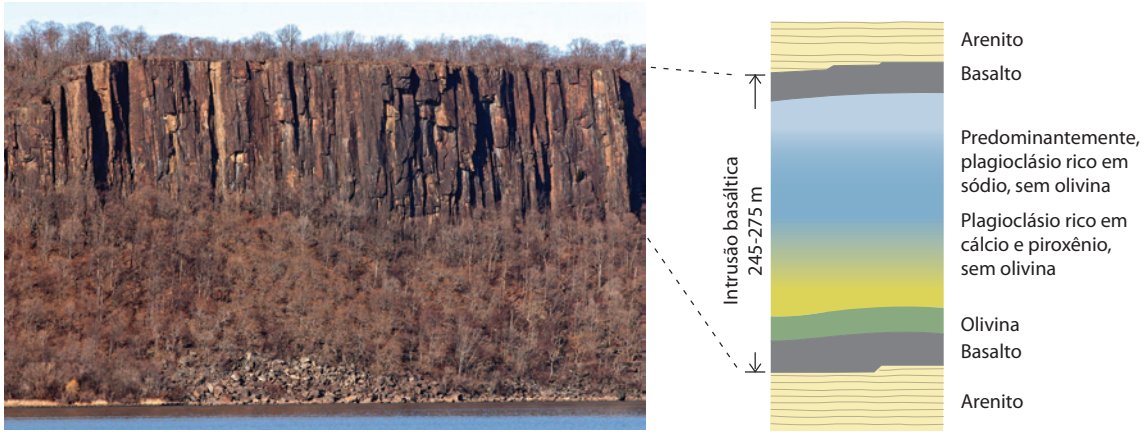



**FIGURA 4.7** ■ A cristalização fracionada explica a composição da intrusão basáltica que forma as Palisades. Nelas, os minerais têm um ordenamento, com olivina na base, um gradiente de piroxênio e de plagioclásio rico em cálcio na parte média e plagioclásio rico em sódio no topo. Camadas de basalto com granulação fina, que resfriou rapidamente nas bordas da intrusão, circundam o interior que sofreu um resfriamento mais lento. [Zehdreh Allen-Lafayette]

do magma original. Entretanto, a porção interna da intrusão resfriou-se mais lentamente, como evidenciam os cristais de tamanho um pouco maior encontrados no interior da intrusão.

As ideias da cristalização fracionada levam-nos a pensar que o primeiro mineral a cristalizar no interior da intrusão de Palisades, sob resfriamento lento, teria sido a olivina. Esse mineral pesado teria afundado no magma e depositado-se na base da intrusão. Pode-se encontrar hoje uma camada rica em olivina de granulação grossa, localizada logo acima da camada de basalto de granulação fina resultante do "congelamento" do magma basáltico no contato inferior da intrusão. O plagioclásio teria começado a cristalizar-se mais ou menos no mesmo período; ele tem densidade menor que a da olivina e, portanto, teria se depositado ao fundo mais lentamente (ver Geologia na Prática). O resfriamento continuado teria produzido cristais de piroxênio, seguidos quase imediatamente de plagioclásio rico em cálcio. A abundância de plagioclásio nas porções superiores da intrusão é uma evidência de que a composição do magma continuou a mudar até que sucessivas camadas de cristais depositados fossem cobertas por uma camada de topo, composta principalmente de cristais de plagioclásio rico em sódio. Além de cristalizar a uma temperatura mais baixa, o plagioclásio rico em sódio é menos denso do que a olivina e o piroxênio, então teria se depositado por último.

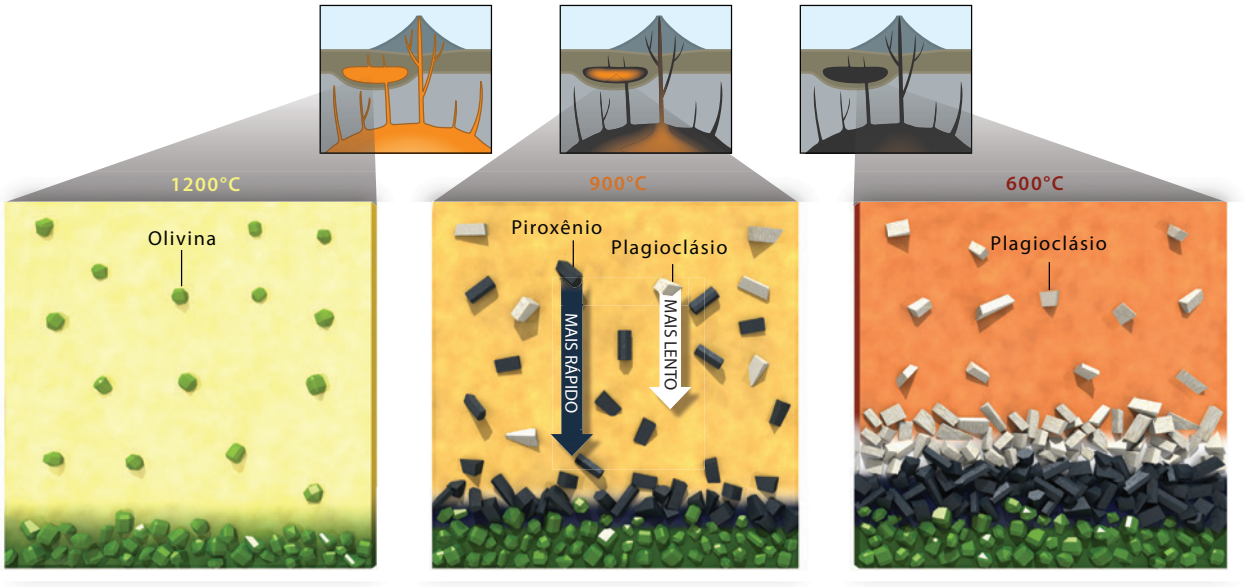
A explicação para a existência das camadas da intrusão de Palisades foi um dos primeiros sucessos da versão inicial da teoria da diferenciação magmática. Ela conseguiu ajustar de maneira muito firme as observações de campo com as experiências de laboratório e estava solidamente baseada em dados químicos. Hoje sabemos que essa intrusão tem, na verdade, uma história mais complexa, que inclui várias injeções de magma e um processo de deposição de olivina muito mais complicado. Apesar disso, a intrusão de Palisades continua sendo um exemplo válido de cristalização fracionada.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Como os minérios metálicos valiosos se formam? Diferenciação magmática por meio de deposição de cristais

Alguns dos depósitos minerais de maior importância econômica do mundo são formados por deposição diferencial de cristais em câmaras magmáticas. O depósito de Bushveld, na África do Sul, e o de Stillwater, em Montana, ao norte do Parque Nacional Yellowstone, são dois dos exemplos mais famosos. Esses depósitos contêm algumas das maiores reservas mundiais de metais do grupo platina – como a platina e o paládio –, embora sejam encontradas vastas quantidades de ferro, estanho, crômio e titânio. Tais depósitos representam antigas câmaras magmáticas em que a cristalização fracionada levou à formação de diferentes minerais ao longo do tempo, que foram depositados no fundo da câmara magmática em concentrações economicamente importantes. Os geólogos perceberam que o processo de deposição de cristais era a chave para entender como os depósitos se formavam.

Muitos processos geológicos envolvem a movimentação de partículas dentro de fluidos. Vemos os mesmos princípios básicos no movimento de grãos de areia em rios, no transporte rápido de detritos através da atmos-




Cristalização fracionada na soleira de Palisades

fera quando um vulcão entra em erupção e na deposição de cristais através de magmas. Em cada caso, o movimento das partículas é regulado por uma série de fatores.

No exemplo da soleira de Palisades, vimos que, à medida que o magma basáltico resfria, a olivina cristaliza em primeiro lugar, seguida do piroxênio e do plagioclásio. Depois de cristalizado, cada mineral afunda através do magma líquido restante para depositar-se no fundo da câmara magmática. Dessa forma, a soleira de Palisades tem camadas de olivina na base e, logo acima, piroxênio e plagioclásio (ver Figura 4.7).

A olivina cristaliza antes do feldspato, assim como deposita-se mais rapidamente, em função de sua maior densidade. As taxas de cristalização fracionada e de deposição cristalina contribuem com a segregação de minerais nas câmaras magmáticas.

A taxa com que os cristais depositam-se depende de sua densidade e tamanho, além da viscosidade do magma remanescente. Essa taxa pode ser calculada usando uma relação matemática chamada de *lei de Stokes*:

$$V = \frac{gr^2 (d_c - d_m)}{\mu}$$

onde $V$ é a velocidade em que os cristais se depositam através do magma; $g$ é a aceleração devido à gravidade da Terra (980 cm/s$^2$); $r$ é o raio do cristal; $d_c$ é a densidade do cristal; $d_m$ é a densidade do magma; e $\mu$ é a viscosidade do magma.

Segundo a lei de Stokes, três fatores são importantes para regular a velocidade com que os cristais se movimentam através do magma:

1. À medida que os cristais crescem, o raio ($r$) aumenta. Como $r$ está no numerador da equação, a lei de Stokes nos diz que cristais maiores serão depositados mais rapidamente do que os menores. Além disso, $r$ está elevado ao quadrado, o que nos diz que pequenos aumentos no tamanho do cristal resultarão em aumentos muito maiores na velocidade de deposição.
2. A viscosidade do magma ($\mu$) é uma medida da resistência do magma ao fluxo ou, nesse caso, a sair do caminho de um cristal que está afundando. Uma vez que $\mu$ está no denominador da equação, ele nos diz que um aumento na viscosidade do magma resultará em uma diminuição da velocidade de deposição.
3. A velocidade de deposição ($V$) também depende da diferença entre a densidade do cristal ($d_c$) e a densidade do magma ($d_m$). $V$ aumentará à medida que a densidade do cristal aumentar e conforme a densidade do magma diminuir. Assim, em um magma de densidade constante, cristais com densidade mais alta serão depositados mais rapidamente do que aqueles com densidade menor.

Se agora considerarmos a cristalização fracionada na soleira de Palisades, a lei de Stokes nos ajudará a determinar as taxas reais de deposição para determinados minerais. Considere um cristal de olivina com raio de 0,1 cm e densidade de 3,7 g/cm$^3$. O magma através do qual o cristal deposita-se tem densidade de 2,6 g/cm$^3$ e viscosidade de 3.000 poise (1 poise = 1 g/cm × s). Com que velocidade esse cristal de olivina cai pelo magma?

$$V = \frac{(980 \text{ cm/s}^2) \times (0{,}1 \text{ cm})^2 \times (3{,}7 - 2{,}6 \text{ g/cm}^3)}{3.000 \text{ g/cm s}}$$

$$= 0{,}0036 \text{ cm/s}$$

$$= 12{,}9 \text{ cm/h}$$

***PROBLEMA EXTRA:*** Tente fazer o mesmo cálculo para um cristal de plagioclásio de mesmo tamanho, com densidade de 2,7 g/cm$^3$. Qual mineral deposita-se através do magma com maior velocidade? Quão mais rápido ele se deposita?

## Granito e basalto: complexidades de diferenciação magmática

Estudos das lavas dos vulcões mostraram que os magmas basálticos são comuns – muito mais comuns que os magmas riolíticos cuja composição corresponde à dos granitos. Como, então, os granitos tornaram-se tão abundantes na crosta terrestre? A resposta é que o processo de diferenciação magmática é muito mais complexo do que os geólogos pensavam.

A ideia original da teoria da diferenciação magmática era de que um magma basáltico resfriaria-se gradualmente, diferenciando-se até um magma mais félsico por meio do processo de cristalização fracionada. Os primeiros estágios dessa diferenciação teriam produzido magmas andesíticos, que poderiam sofrer erupção para formar lavas andesíticas ou solidificar por meio de resfriamento lento para formar rochas intrusivas dioríticas. Estágios intermediários produziriam rochas de composição granodiorítica. Se esse processo operasse ainda mais adiante, seus estágios mais tardios formariam lavas riolíticas e intrusões graníticas. Porém, uma das linhas de pesquisa demonstrou que o tempo necessário para que pequenos cristais de olivina atravessassem um magma denso e viscoso seria tão grande que eles jamais poderiam alcançar o assoalho de uma câmara magmática. Outros pesquisadores demonstraram que muitas intrusões acamadas similares à de Palisades, porém bem maiores, não apresentam progressão simples de camadas previstas por uma teoria magmática simples.

O maior problema, entretanto, era a fonte dos granitos. O grande volume de granito encontrado na Terra não poderia ter se formado a partir da diferenciação de magmas basálticos, pois grandes quantidades de volume de líquidos são perdidas por cristalização durante sucessivos estágios de diferenciação. Para produzir a quantidade de granito existente, seria necessário um volume inicial de basalto 10 vezes maior que o volume de granito. Essa abundância implicaria a cristalização de gigantescas quantidades de basalto sob as intrusões graníticas. Entretanto, os geólogos nunca encontraram nada parecido com essas quantidades de basalto. Mesmo nos locais onde grandes volumes de basalto são encontrados, nas dorsais mesoceânicas, não há conversão generalizada de basalto em granito por meio de diferenciação magmática.

A ideia original, de que todas as rochas graníticas eram derivadas da diferenciação de um único tipo de magma, uma fusão basáltica, tem sido questionada. Em vez disso, os geólogos agora acreditam que a fusão de vários tipos de rocha no manto superior e na crosta é responsável por grande parte da variação na composição dos magmas:

1. Rochas do manto superior poderiam fundir-se parcialmente para produzir magma basáltico.
2. Uma mistura de rochas sedimentares com rochas basálticas oceânicas, como as que existem em zonas de subducção, poderia fundir-se para formar magma andesítico.
3. A fusão de rochas crustais sedimentares, ígneas e metamórficas poderia produzir magmas graníticos.

Logo, os mecanismos de diferenciação magmática devem ser muito mais complexos do que se imaginava no começo:

- A diferenciação magmática pode ser alcançada por meio de fusão parcial de rochas mantélicas e crustais sob temperaturas e conteúdos de água variados.
- Os magmas não se resfriam uniformemente; eles podem existir transitoriamente em certos intervalos de temperatura dentro de uma câmara magmática. As diferenças de temperatura no interior de câmaras magmáticas e de uma câmara para outra podem provocar variações na composição dos magmas de uma região para outra.
- Alguns magmas são *imiscíveis* – não se misturam entre si, da mesma forma que água e óleo. Quando tais magmas coexistem em câmaras magmáticas, cada um deles forma seus próprios produtos de cristalização. Magmas que são *miscíveis*, isto é, que *se misturam*, podem originar uma trajetória de cristalização diferente daquelas que seriam formadas pela cristalização de cada um deles individualmente.

Agora sabemos mais sobre os processos físicos que interagem com a cristalização no interior das câmaras magmáticas (**Figura 4.8**). Os magmas que estão em temperaturas diferentes, em partes diversas de uma câmara magmática, podem fluir de forma turbulenta, cristalizando-se à medida que circulam. Os cristais podem assentar-se no fundo e, depois, ser de novo colocados em suspensão pelas correntes magmáticas. Podem, ainda, ser depositados nas paredes da câmara. Esses bordos, localizados entre a rocha sólida encaixante e o magma completamente líquido no interior de tais câmaras, podem ser constituídos por uma zona "pastosa",[15] composta de cristais misturados com magma. Em algumas dorsais mesoceânicas, como a Dorsal do Pacífico Oriental, uma câmara em forma de cogumelo pode estar circundada por rocha basáltica quente com pequenas quantidades (1 a 3%) de fusão parcial.

## As formas das intrusões magmáticas

Como dito antes, os geólogos não podem observar diretamente as formas de intrusões ígneas. Só podemos deduzir as formas e a distribuição dessas rochas a partir de evidências obtidas por trabalhos de campo realizados quando já se passaram muitos milhões de anos após a sua

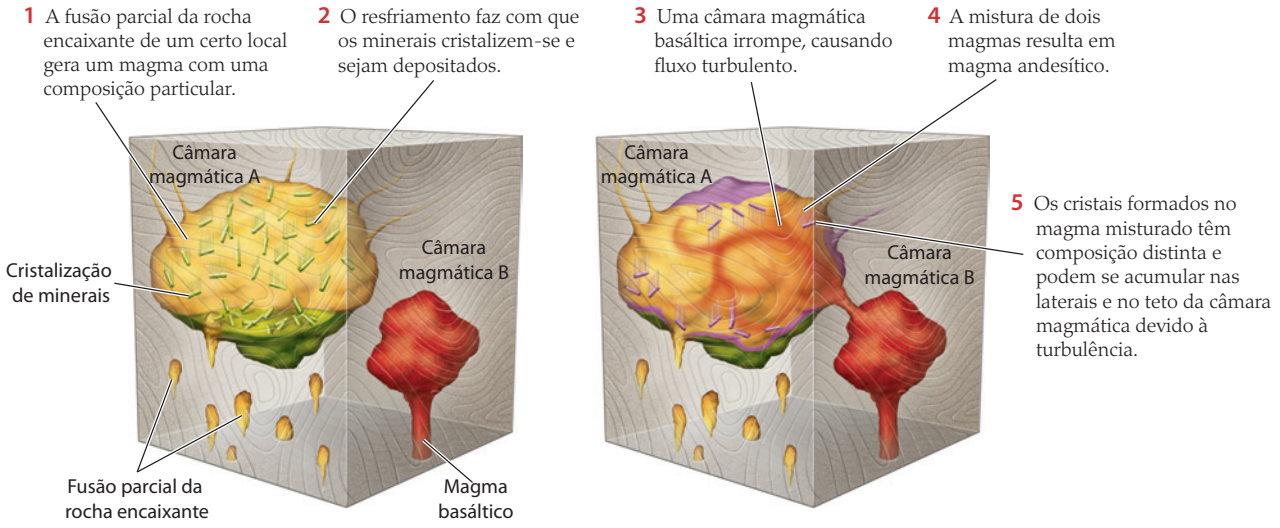



**FIGURA 4.8** ■ A diferenciação magmática é um processo mais complexo do que se pensava no passado. Alguns magmas derivados de rochas de diferentes composições podem se misturar, enquanto outros são imiscíveis. Os cristais podem ser transportados para várias partes da câmara magmática por correntes turbulentas no líquido.

formação, ou seja, muito tempo depois que esfriaram e foram soerguidas, sendo expostas à erosão.

Existem evidências indiretas de atividades magmáticas atuais. As ondas sísmicas, por exemplo, mostram os contornos gerais das câmaras magmáticas que estão subjacentes a alguns vulcões ativos. Em algumas regiões sem ocorrência de vulcanismo, embora tectonicamente ativas, como a área próxima ao Mar de Salton, no sul da Califórnia (EUA), a medição das temperaturas em furos de sondagem profundos revelou a existência de uma crosta muito mais quente que o normal, o que pode indicar a existência de uma intrusão próxima ao local. Entretanto, esses métodos não podem revelar em detalhe as formas ou o tamanho das intrusões.

A maior parte do que sabemos a respeito das rochas ígneas intrusivas baseia-se no trabalho de geólogos de campo que, ao examinarem e compararem uma grande quantidade de afloramentos, têm conseguido reconstruir as histórias dos mesmos. Nas páginas que se seguem, vamos considerar algumas dessas formas. A **Figura 4.9** ilustra algumas estruturas extrusivas e intrusivas.

## Plútons

Os **plútons**[16] são grandes massas ígneas formadas em profundidade, na crosta terrestre. Seu tamanho varia de um a centenas de quilômetros cúbicos. Esses grandes corpos podem ser estudados quando expostos pelo soerguimento e pela erosão, ou quando alcançados por minas ou furos de sondagem. São altamente variados, não só em tamanho como também em suas formas e relações com as rochas encaixantes.

Essa grande variedade deve-se, em parte, ao modo como o magma abre espaço para si mesmo, na sua ascensão através da crosta. A maioria dos magmas intrude-se em profundidades maiores que 8 ou 10 km. Nessa profundidade, existem poucos espaços vazios ou aberturas, pois a enorme pressão das rochas sobrejacentes tende a fechá-los. Entretanto, o magma em ascensão supera até mesmo essa alta pressão.

Os magmas que ascendem através da crosta abrem espaço para si mesmos de três maneiras (**Figura 4.10**), que podem ser coletivamente referidas como *stoping magmático*[17]:

1. *Intrusão forçada ou abertura por acunhamento das rochas sobrejacentes*. À medida que o magma levanta o enorme peso das rochas sobrejacentes, fratura-as, penetra nas fendas, abre-as como se fosse uma cunha e, assim, fluem através das rochas. As rochas sobrejacentes podem arquear-se durante esse processo.
2. *Fusão das rochas encaixantes*. O magma também abre caminhos por meio da fusão das paredes das rochas encaixantes.
3. *Rompimento de grandes blocos de rocha*. O magma pode abrir caminho aos empurrões, em sua trajetória ascensional, rompendo blocos da crosta invadida. Esses blocos, conhecidos como *xenólitos* (do grego, "rochas estrangeiras"), afundam no magma, onde podem se fundir e se misturar ao líquido, modificando a composição do mesmo em alguns locais.

Muitos plútons mostram contatos nítidos com as rochas encaixantes, além de outras evidências de intrusão de um magma líquido em rochas sólidas. Outros corpos plutônicos são gradacionais até suas rochas encaixantes e têm estruturas que se parecem vagamente com aquelas das rochas sedimentares.[18] As feições desses corpos plutônicos sugerem que eles se formaram por fusão parcial ou total de rochas sedimentares preexistentes.

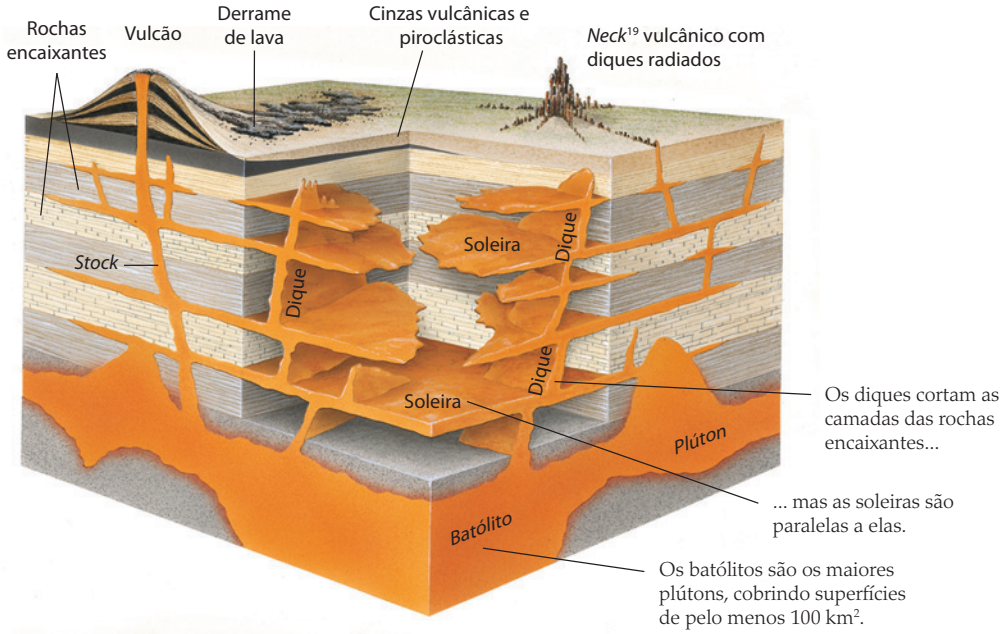



**FIGURA 4.9** ■ Formas básicas de rochas extrusivas e de rochas ígneas intrusivas.

Os **batólitos**, que são os maiores corpos plutônicos, são enormes massas irregulares de rochas ígneas de granulação grossa que, por definição, cobrem áreas de, pelo menos, 100 km$^2$ (ver Figura 4.10). São corpos espessos, horizontais, em forma de folha ou lobados, que se estendem a partir de uma região central em forma de funil. Suas porções basais podem chegar até 10 ou 15 km de profundidade e alguns deles podem ser ainda mais profundos. A granulação grossa dos batólitos é resultante de resfriamento lento em grande profundidade. Os demais corpos plutônicos similares, mas de menor tamanho, são chamados de *stocks*.[20] Tanto os batólitos quanto os ***stocks*** são **intrusões discordantes**, isto é, que cortam as camadas[21] das rochas encaixantes que intrudem.

## Soleiras e diques

As soleiras e os diques são similares aos corpos plutônicos em muitos aspectos, mas são menores e têm uma relação diferente com as rochas adjacentes intrudidas (**Figura 4.11**). Uma **soleira**[22] é um corpo tabular, com forma de folha, formado pela injeção de magma entre as camadas

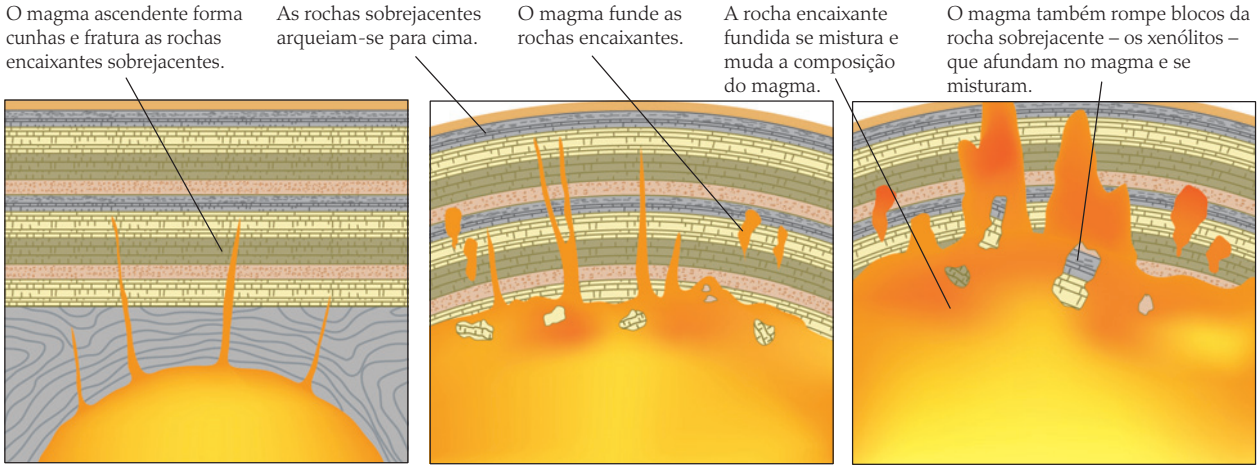



**FIGURA 4.10** ■ Os magmas abrem seu caminho através das rochas encaixantes basicamente de três modos: por invasão de rachaduras e abertura de cunhas na rocha sobrejacente, por fusão das rochas encaixantes e por rompimento de blocos de rocha. Pedaços da rocha encaixante fragmentada, chamados de xenólitos, podem ser completamente dissolvidos no magma. Se a composição da rocha encaixante for diferente daquela do magma, a composição do mesmo será modificada.

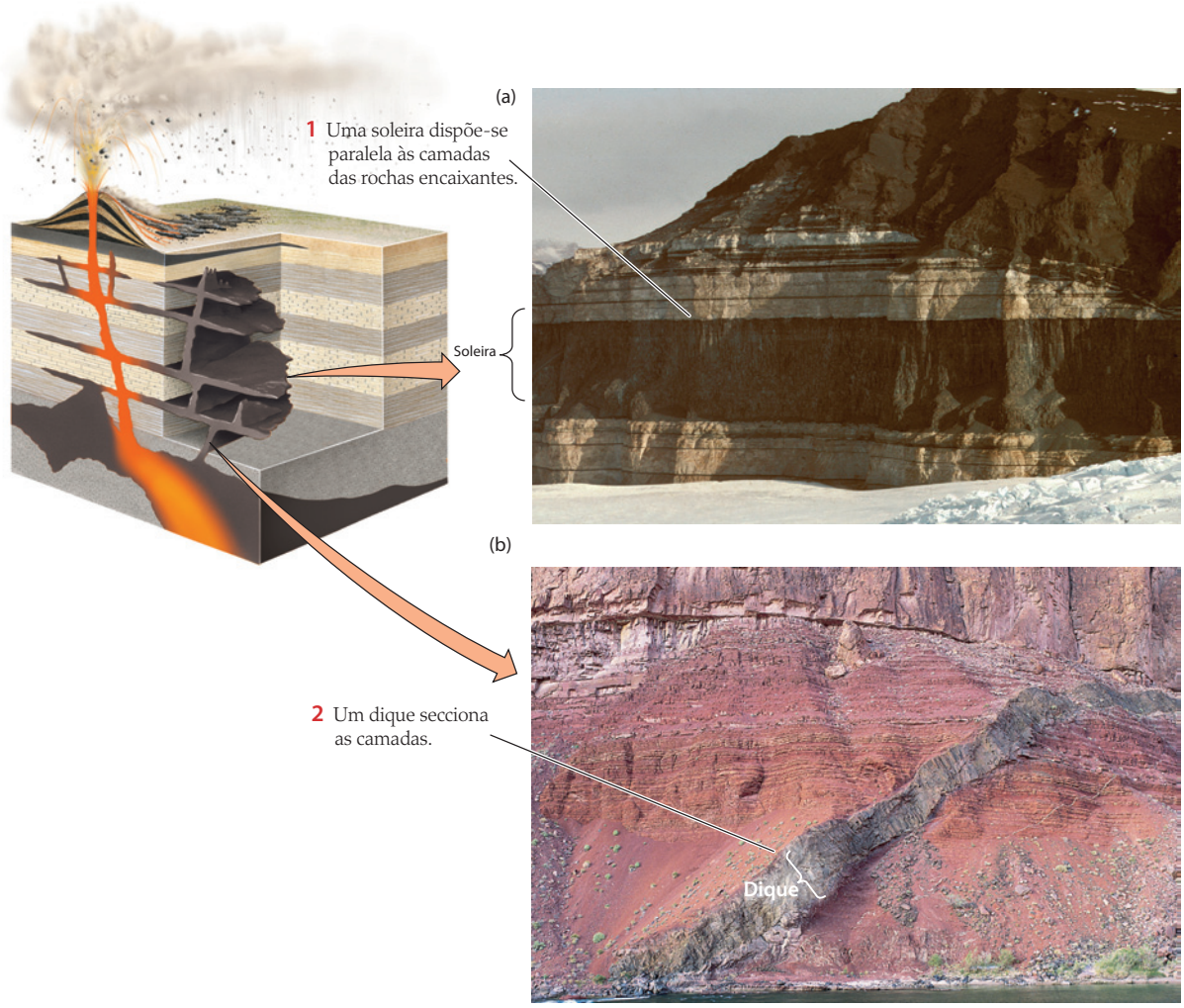



**FIGURA 4.11** ■ Soleiras e diques. (a) As soleiras são intrusões concordantes. Em Finger Mountain, situada nos Vales Secos da Antártida, leitos de arenito são divididos por soleiras (paralelamente ao acamamento). (b) Os diques são intrusões discordantes. Um dique de rocha ígnea (escura) intrudido em folhelho (castanho-escuro) no Parque Nacional Grand Canyon. [(a) Colin Monteath/AUSCAPE; (b) Tom Bean/DRK PHOTO]

paralelas da rocha acamada preexistente. As soleiras são **intrusões concordantes**, isto é, seus limites são paralelos às camadas, sejam elas horizontais ou não. O tamanho das soleiras varia de um centímetro a centenas de metros e podem estender-se por áreas consideráveis. A Figura 4.11 mostra uma grande soleira em Finger Mountain, Antártida. A intrusão de Palisades (ver Figura 4.7), que tem 300 m de espessura, é outra grande soleira.

As soleiras podem lembrar vagamente as camadas de derrames vulcânicos e de material piroclástico, mas diferem deles em quatro características:

1. Não têm as estruturas em forma de blocos, ou de cordas, nem as vesículas preenchidas, que caracterizam muitas rochas vulcânicas (ver Capítulo 12).
2. São mais grossas que as rochas vulcânicas, pois esfriaram mais lentamente.
3. As rochas acima e abaixo das soleiras mostram efeitos de aquecimento: suas cores podem ter sido modificadas ou sua mineralogia pode ter sido alterada pelo metamorfismo de contato.
4. Muitos derrames de lavas cobrem derrames mais antigos, que foram meteorizados, ou solos formados entre derrames sucessivos; isso não acontece com as soleiras.

Os **diques** são a principal rota de transporte de magmas através da crosta. Eles são similares às soleiras por serem também corpos ígneos tabulares, mas cortam o acamamento das rochas encaixantes e, portanto, seccionam-nas (Figura 4.11b). Algumas vezes, os diques formam-se quando o magma força fraturas abertas preexistentes, mas é mais frequente que a pressão do mesmo, ao ser injetado, abra canais através de novas rachaduras.

Alguns diques individuais podem ser seguidos no campo por dezenas de quilômetros. Suas larguras variam de muitos metros a poucos centímetros. Em alguns diques, a presença de xenólitos fornece boas evidências do rompimento da rocha encaixante durante o processo de intrusão. Os diques raramente são encontrados sozinhos: mais frequentemente, enxames de centenas ou milhares de diques são encontrados em uma região que foi deformada por uma grande intrusão ígnea.

A textura dos diques e das soleiras é variável. Muitos têm textura cristalina grossa, com aparência típica das rochas intrusivas. Outros têm granulação fina e parecem-se muito mais com rochas vulcânicas. Como a textura é um resultado da velocidade de resfriamento, sabemos que os diques e as soleiras de granulação fina intrudiram as rochas encaixantes próximo à superfície terrestre, onde as rochas são frias em comparação com as intrusões. Sua textura fina é, portanto, resultante de resfriamento rápido. Os que têm texturas mais grossas formaram-se em profundidades de muitos quilômetros e invadiram rochas mais quentes, cujas temperaturas eram muito mais próximas daquelas da própria intrusão.

## Veios

Os **veios** são depósitos de minerais que se localizam em uma fratura e que não têm a mesma origem da rocha encaixante. Veios irregulares com formas de lápis ou com formas tabulares irradiam-se a partir do topo ou dos lados de muitos corpos intrusivos. Podem ter poucos milímetros ou vários metros de espessura e tendem a apresentar comprimentos ou larguras da ordem de dezenas de metros até quilômetros. A formação de veios é descrita em maior detalhe no Capítulo 3.

Veios de granito extremamente grosso que cortam uma rocha encaixante muito mais fina são chamados de **pegmatitos**[23] (Figura 4.12). Eles cristalizaram-se a partir de magmas ricos em água, nos estágios finais de solidificação.

Alguns veios são preenchidos com minerais que têm grandes quantidades de água em sua estrutura e que se cristalizam a partir de soluções aquosas quentes. A partir de experiências de laboratório, sabemos que esses minerais cristalizam-se em altas temperaturas – tipicamente 250 a 350°C –, mas não tão altas quanto as dos magmas. A solubilidade e a composição dos minerais presentes nesses veios hidrotermais indicam que água abundante esteve presente no momento em que se formaram. Um pouco da água poderia ter vindo do próprio magma, mas parte dela pode ser água subterrânea depositada nas rachaduras e nos espaços dos poros das rochas intrudidas. As águas subterrâneas originam-se quando a água da chuva se infiltra no solo e nas rochas da superfície. Os veios hidrotermais são abundantes nas dorsais mesoceânicas. Nessas áreas, a água do mar infiltra-se nas rachaduras do basalto e circula até as regiões inferiores, mais quentes, da dorsal basáltica e emergem em chaminés quentes no assoalho oceânico do vale em rifte localizado entre as placas que estão se afastando. Os processos hidrotermais nas dorsais mesoceânicas serão examinados com mais detalhe no Capítulo 12.

## Os processos ígneos e a tectônica de placas

Os geólogos observaram que os fatos e as teorias de formação das rochas ígneas ajustam-se perfeitamente ao arcabouço conceitual baseado na teoria da tectônica de

**FIGURA 4.12** ■ Um dique de pegmatito granítico. O centro da intrusão (*acima, à direita*) mostra cristais mais grossos associados ao resfriamento lento. A margem da intrusão (*abaixo, à esquerda*) tem cristais mais finos em razão do resfriamento mais rápido. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

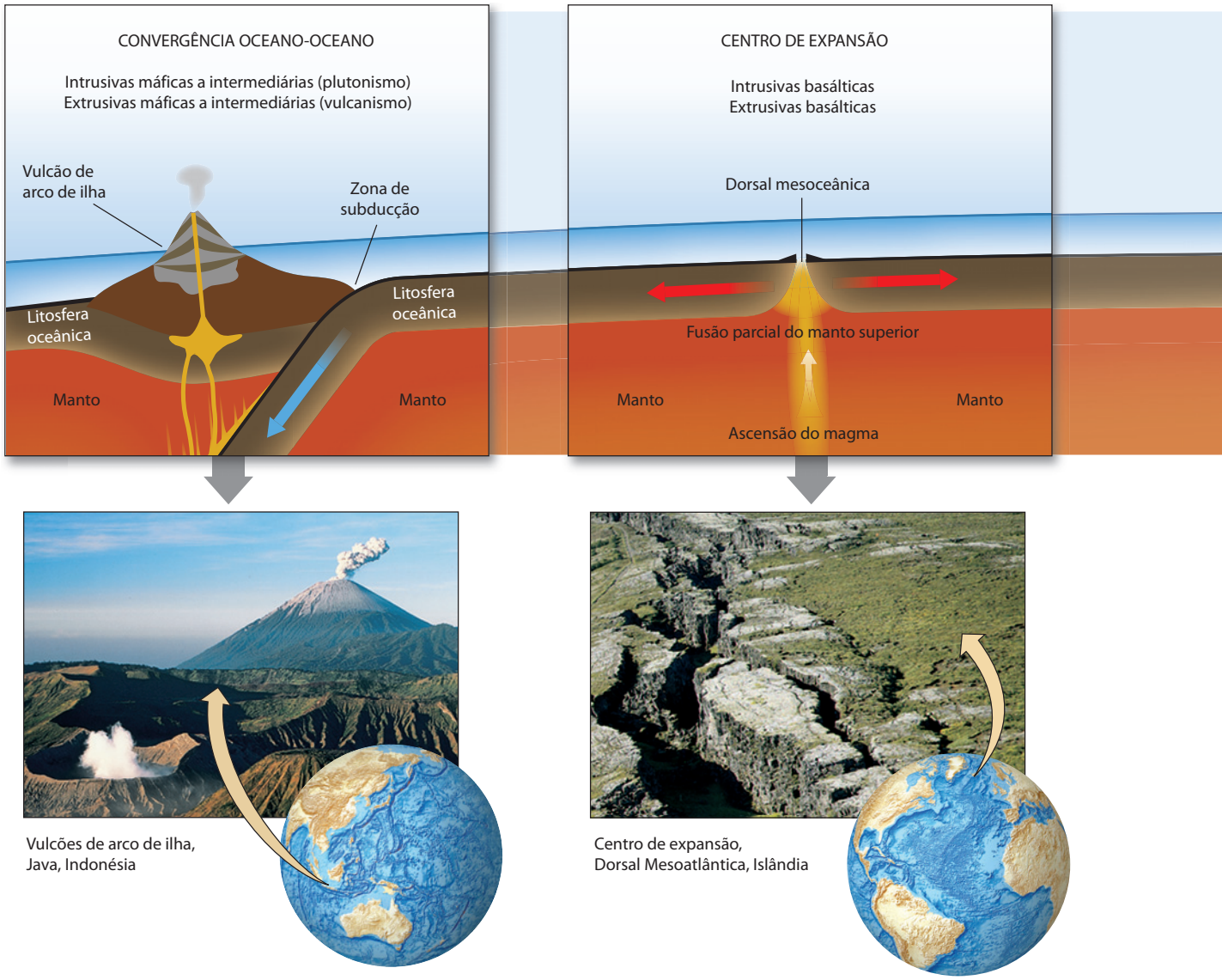
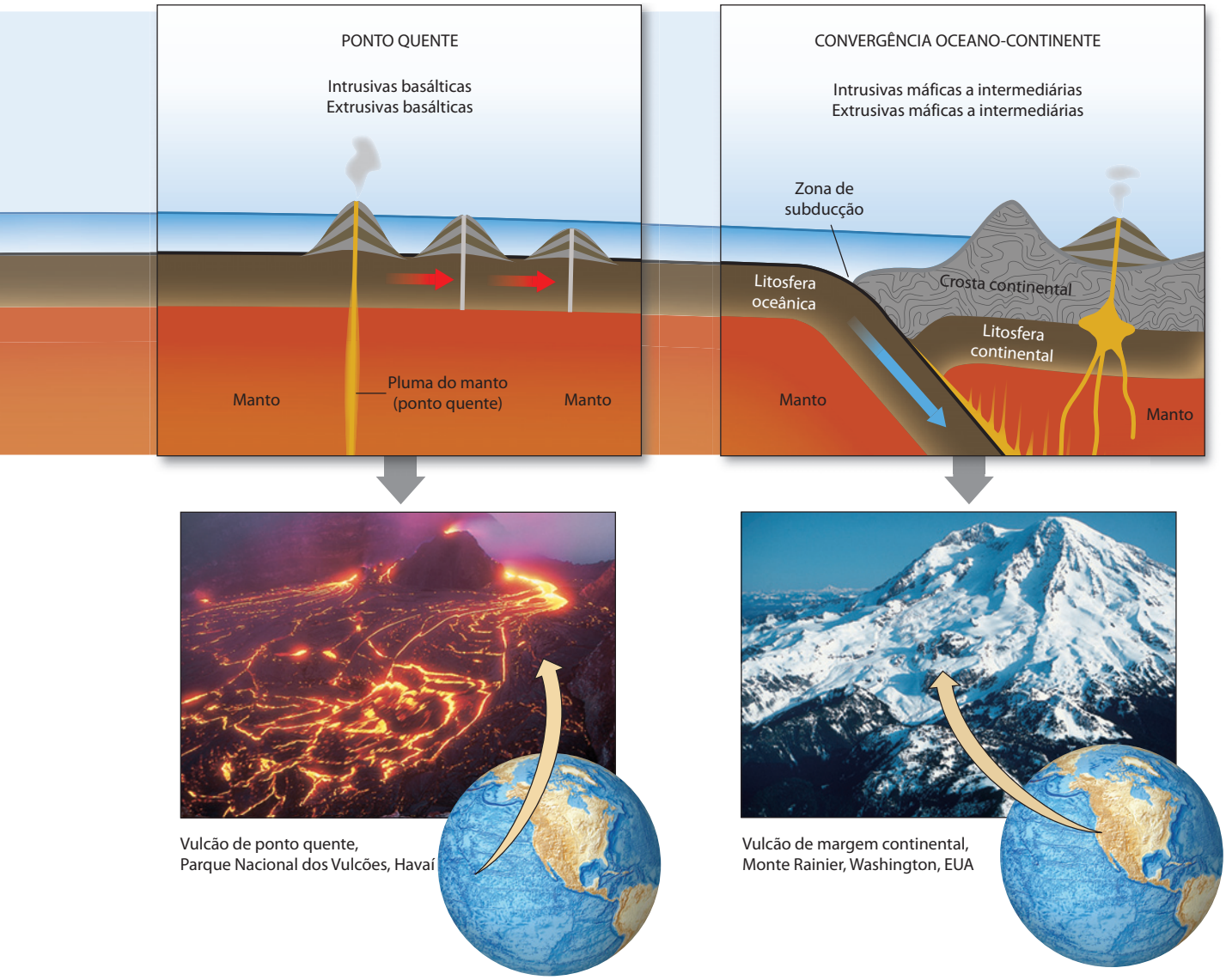



**FIGURA 4.13** ■ A atividade magmática está relacionada às configurações da tectônica de placas. [Fotos (*esquerda para direita*): Mark Lewis/Stone/Getty Images; Gudmundur E. Sigvaldason, Nordic Volcanological Institute; G. Brad Lewis/Stone/Getty Images; Pat O'Hara/DRK PHOTO]

placas. A geometria dos movimentos de placas é o elo que precisamos para correlacionar a atividade tectônica e a composição das rochas aos processos de fusão (**Figura 4.13**). Os batólitos, por exemplo, encontram-se nos núcleos de cadeias de montanhas que foram formadas pela convergência de duas placas. Essa observação implica a existência de uma conexão entre o plutonismo e o processo de soerguimento de montanhas e entre ambos e a tectônica de placas – que é a força responsável pelos movimentos das placas. Da mesma forma, nosso conhecimento sobre as temperaturas e as pressões em que os diferentes tipos de rocha fundem-se nos dá uma ideia acerca dos locais onde acontece a fusão. Por exemplo, as misturas de rochas sedimentares, graças a sua composição e teor de água, fundem-se em temperaturas centenas de graus mais baixas que o ponto de fusão do basalto. Essa informação leva-nos a esperar que o basalto comece a se fundir próximo à base da crosta, em regiões tectonicamente ativas do manto superior, e que as rochas sedimentares sofram fusão em profundidades mais baixas que aquelas em que o basalto se funde.

Dois tipos de limites de placas estão associados à formação de magmas: dorsais mesoceânicas, onde o movimento divergente de duas placas causa expansão do assoalho oceânico, e zonas de subducção, onde uma placa mergulha sob a outra. As plumas do manto, embora não estejam associadas a limites de placas, também produzem grandes volumes de magma.




Vulcão de ponto quente, Parque Nacional dos Vulcões, Havaí

Vulcão de margem continental, Monte Rainier, Washington, EUA

## Os centros de expansão como fábricas de magma

A maioria das rochas ígneas forma-se em dorsais mesoceânicas pelo processo de expansão do assoalho oceânico. Todos os anos, aproximadamente 19 $km^3$ de magma basáltico são produzidos em dorsais mesoceânicas no processo de expansão do assoalho oceânico – um volume incrivelmente enorme. Em comparação, todos os vulcões ativos nos limites de placas convergentes (cerca de 400) geram rocha vulcânica a uma taxa abaixo de 1 $km^3$/ano. Houve erupção de magma durante a expansão do assoalho oceânico nos últimos 200 milhões de anos suficiente para criar todo o assoalho oceânico atual, que cobre quase dois terços da superfície terrestre. Através da rede de dorsais mesoceânicas, a fusão por descompressão do material mantélico que brota ao longo de correntes de convecção ascendentes cria câmaras magmáticas abaixo do eixo das dorsais. Esses magmas são expelidos como lavas e formam um novo assoalho oceânico. Ao mesmo tempo, as intrusões de gabro são incrustadas em profundidade.

Antes do advento da tectônica de placas, os geólogos ficavam intrigados com estranhas assembleias de rochas, típicas dos assoalhos marinhos, mas que eram encontradas também nos continentes. Conhecidas como **suítes ofiolíticas**, essas assembleias consistem em sedimentos de mar profundo, lavas basálticas submarinas e intrusões ígneas máficas (**Figura 4.14**). A partir de dados obtidos por meio de submarinos de alcance profundo, dragagens, sondagens em mar profundo e explorações sísmicas, os geólogos podem agora interpretar essas rochas como fragmentos de crosta oceânica que foram transportados por expansão do assoalho oceânico, levantados acima do nível do mar e acavalados sobre um continente em um

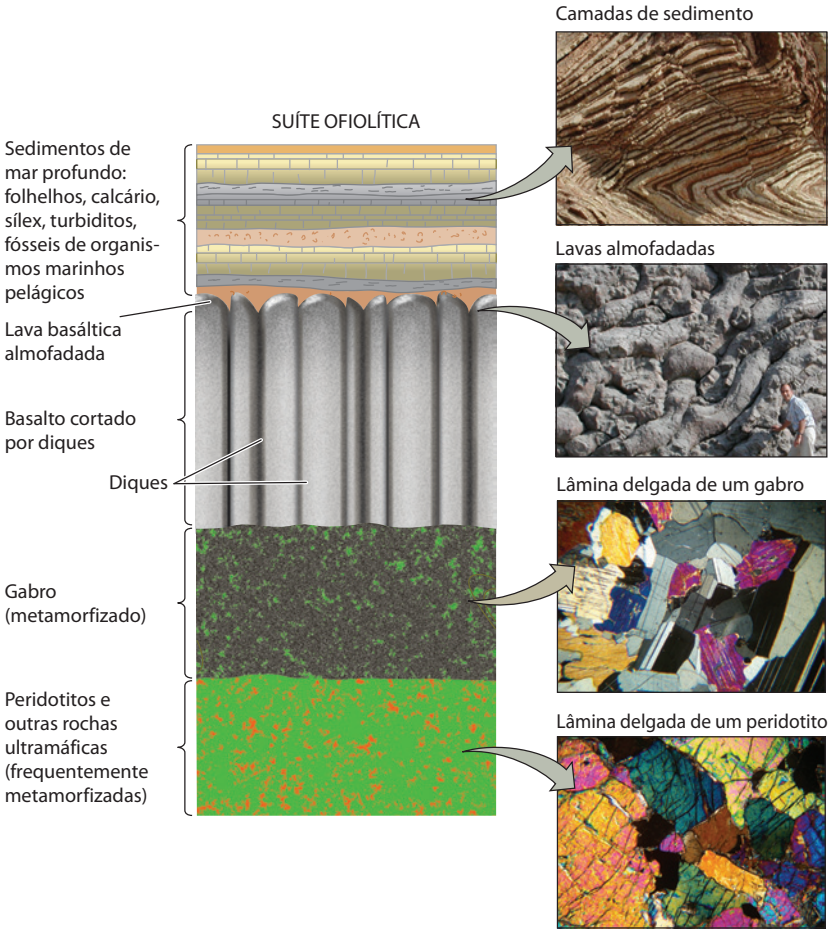



**FIGURA 4.14** ■ Secção idealizada de uma suíte ofiolítica. A combinação de sedimentos de mar profundo, lavas almofadadas[24] submarinas, enxame de diques laminados[25] basálticos e intrusões ígneas máficas indica uma origem de mar profundo. [Fotos: cortesia de John Grotzinger. Lâminas: cortesia de T. L. Grove]

episódio posterior de colisão entre placas. Em algumas das sequências ofiolíticas mais completas que foram preservadas em continentes, pode-se literalmente caminhar em cima de rochas que ficavam no limite entre a crosta e o manto terrestre.

De que forma a expansão do assoalho oceânico funciona? Pode-se pensar nesse sistema como uma gigantesca máquina que processa material do manto para produzir crosta oceânica. A **Figura 4.15** é uma representação esquemática e altamente simplificada do que pode estar acontecendo, sendo baseada, em parte, no estudo dos ofiólitos encontrados nos continentes e nas informações obtidas por sondagens em mar profundo e por perfis sísmicos. As sondagens oceânicas penetraram até a camada de gabro do assoalho oceânico, mas não chegaram até o limite crosta-manto mais abaixo. Além disso, perfis feitos por meio de ondas sísmicas encontraram várias câmaras magmáticas similares àquela mostrada na Figura 4.15.

**MATERIAL DE ENTRADA: PERIDOTITOS NO MANTO** A matéria-prima fornecida à máquina de expansão do assoalho oceânico é proveniente da astenosfera do manto convectivo. A composição mineral média do peridotito do manto seria predominantemente de olivina, com quantidades menores de piroxênio e de granada. As temperaturas na astenosfera são suficientemente altas para fundir uma pequena fração (menos de 1%) desse peridotito, mas não tão altas para gerar volumes substanciais de magma.

**PROCESSO: FUSÃO POR DESCOMPRESSÃO** A máquina de expansão do assoalho marinho gera magma a partir do peridotito mantélico pelo processo de fusão por descompressão. Relembre que uma redução de pressão geralmente diminui a temperatura de fusão de um mineral. À medida que as placas se separam, os peridotitos parcialmente fundidos adentram nos centros de expansão. Como eles ascendem rápido demais para se resfriarem, a diminuição da pressão faz com que uma fração importante (até 15%) da rocha seja fundida. A baixa densidade do material fundido permite que ele ascenda mais rapidamente que as rochas vizinhas, mais densas, e o líquido separa-se da pasta magmática de cristais remanescentes, produzindo grandes volumes de magmas.

**MATERIAL DE SAÍDA: CROSTA OCEÂNICA MAIS LITOSFERA MANTÉLICA** Os peridotitos submetidos a este processo não se fundem de forma homogênea: a granada e o piroxênio fundem-se mais facilmente que a olivina. Por essa razão, o magma gerado pelo processo de fusão por descompressão não tem a composição de um peridotito e, sim, a de um basalto, mais rico em sílica e em ferro. Essa

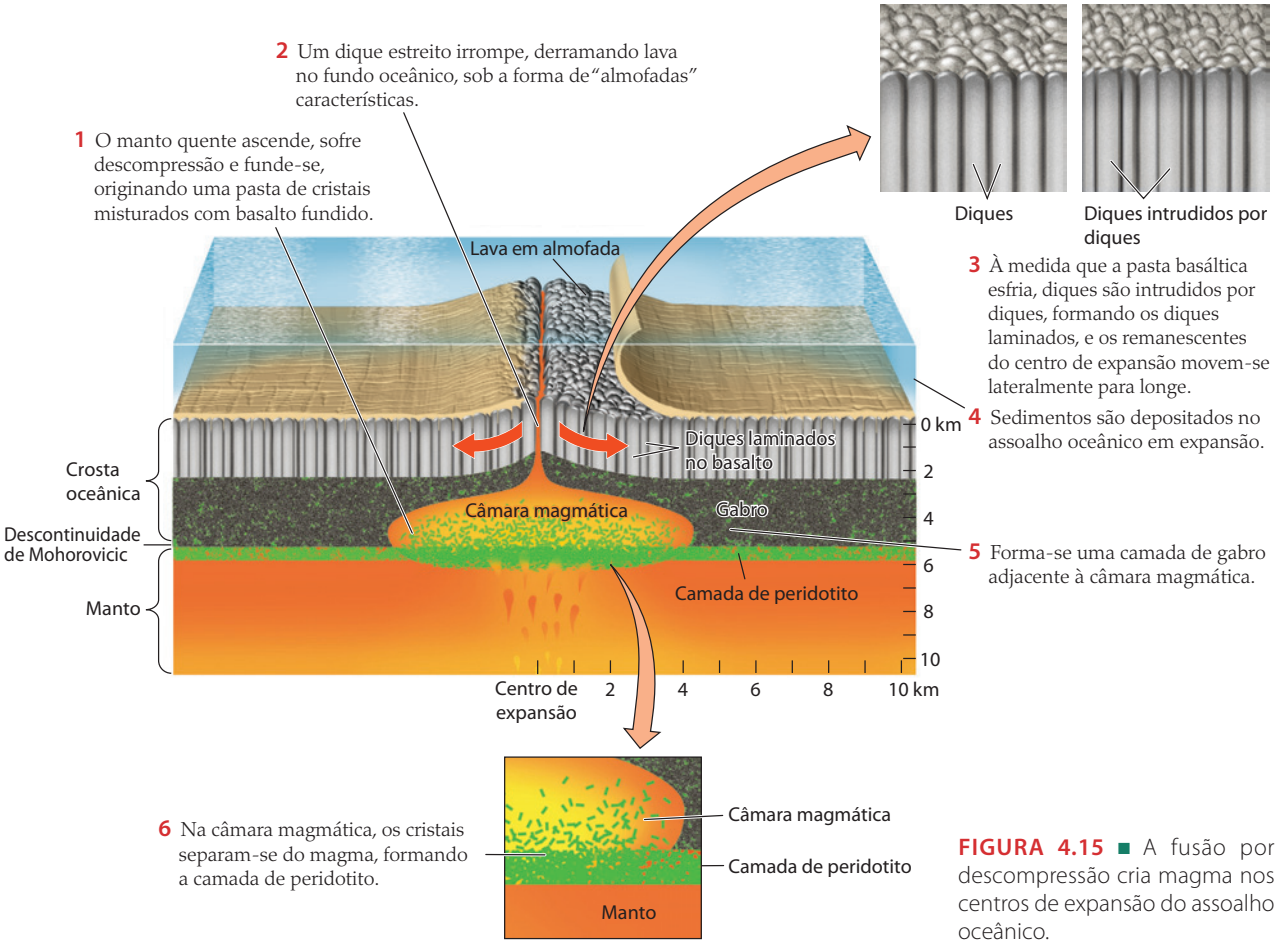



**FIGURA 4.15** ■ A fusão por descompressão cria magma nos centros de expansão do assoalho oceânico.

fusão basáltica acumula-se em uma câmara magmática abaixo da crista da dorsal mesoceânica, da qual se separa formando três camadas (ver Figura 4.15):

1. Um pouco de magma ascende através de estreitas fendas distensionais, que são abertas no local onde as placas se separam, e derrama-se no oceano, formando as *almofadas de basalto* que cobrem o assoalho marinho.
2. Um pouco de magma resfria-se nas fendas distensíveis, como enxames de diques laminados de gabro.
3. O magma restante resfria-se sob a forma de "gabros maciços", à medida que a câmara magmática é rompida pela expansão do fundo oceânico.

Essas unidades ígneas – lavas em almofada, diques laminados e gabros maciços – são as camadas básicas da crosta que os geólogos têm encontrado nos oceanos.

A máquina de expansão do assoalho oceânico também é responsável por colocar outra camada embaixo dessa crosta oceânica: o peridotito residual a partir do qual o magma basáltico originalmente se derivou. Os geólogos consideram essa camada parte do manto, mas ela não tem a mesma composição da astenosfera convectiva. Sobretudo, a extração de líquido basáltico torna o peridotito mais rico em olivina e mais rígido que o material ordinário do manto. Os geólogos hoje acreditam que essa camada rica em olivina do topo do manto é responsável pela enorme rigidez das placas oceânicas.

Uma fina camada de sedimentos de mar profundo cobre de forma incipiente a crosta oceânica recém-formada. À medida que o assoalho oceânico se expande, as camadas de sedimentos, de lavas, de diques e de gabros são transportadas para longe da dorsal mesoceânica, onde é formada essa sequência característica de rochas, que constitui a crosta oceânica – quase como se fosse uma linha de produção.

## Zonas de subducção como fábricas de magma

Outros tipos de magmas são encontrados em regiões nas quais há grandes concentrações de vulcões, como nos Andes, na América do Sul, ou nas Ilhas Aleutas, no Alasca. Essas regiões estão sobre zonas de subducção, que são importantes fábricas de magma (**Figura 4.16**). Elas geram magmas de composição variada, dependendo do volume e dos tipos de materiais do assoalho oceânico que sofrem subducção.

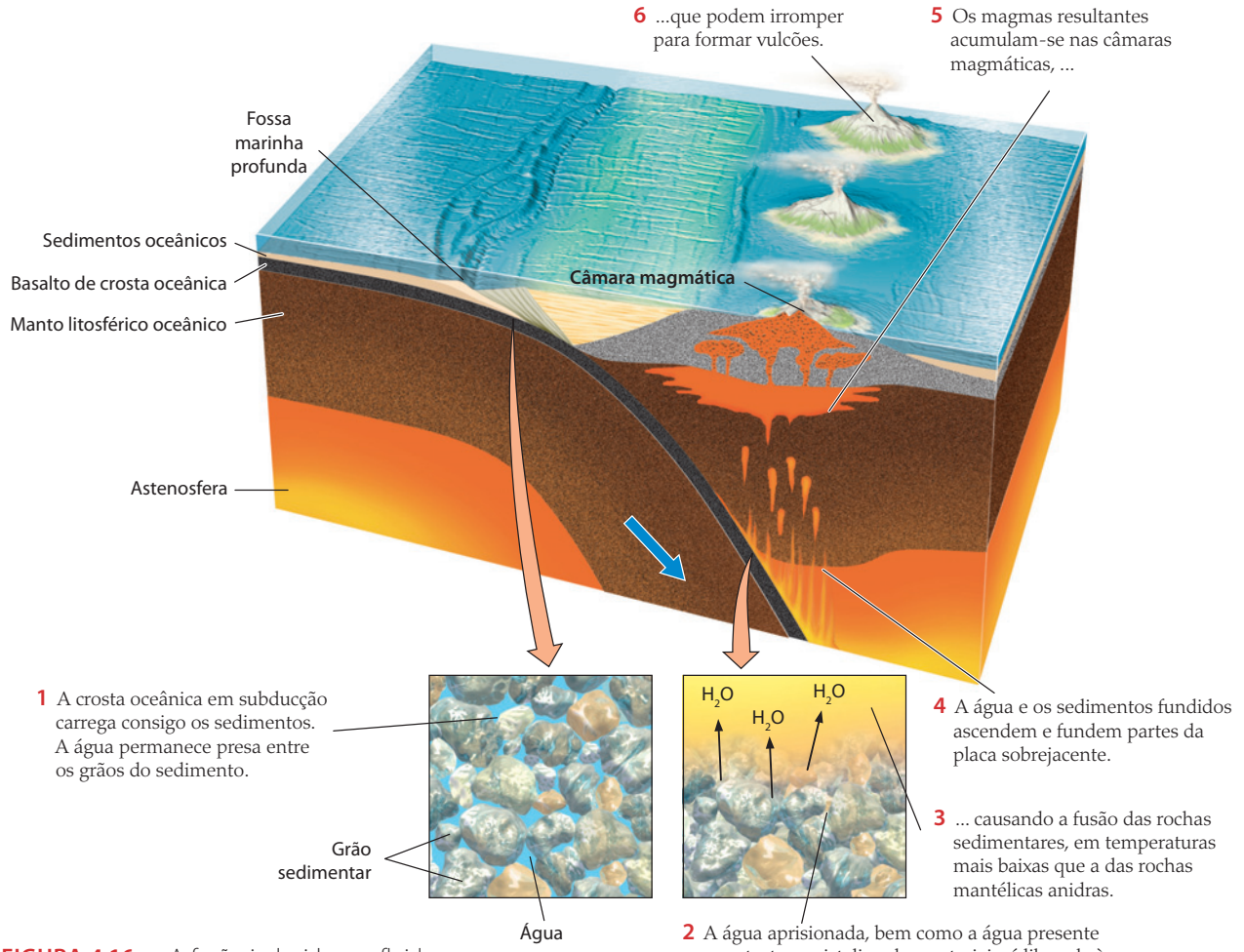



**FIGURA 4.16** ■ A fusão induzida por fluidos cria magma em zonas de subducção.

Onde a litosfera oceânica é subduzida sob um continente, os vulcões e rochas vulcânicas resultantes formam um cinturão de montanhas vulcânicas no continente. Os Andes, que marcam a subducção da Placa de Nazca sob a América do Sul, são um exemplo desse tipo de cinturão de montanhas. Da mesma forma, a subducção da pequena Placa de Juan de Fuca, sob a região oeste da América do Norte, gerou a Cordilheira das Cascatas, com seus vulcões ativos, no norte da Califórnia, Oregon e Washington. Onde existe subducção de duas litosferas oceânicas, formam-se uma fossa de oceano profundo e um arco de ilhas vulcânicas.

**MATERIAL DE ENTRADA: SORTIDOS** A variação de composição química e física de magmas em zonas de subducção é uma pista de que as fábricas de magma em limites convergentes operam de modo distinto daquelas em centros de expansão. A matéria-prima para essas fábricas de magma inclui misturas de sedimentos do assoalho oceânico, misturas de crosta oceânica basáltica e crosta continental félsica, peridotito mantélico e água.

**PROCESSO: FUSÃO INDUZIDA POR FLUIDOS** O mecanismo básico da formação de magma em zonas de subducção é a fusão induzida por fluidos. O fluido é, principalmente, a água, que, como vimos, reduz a temperatura de fusão da rocha. Antes que a litosfera oceânica sofra subducção em um limite convergente, muita água foi incorporada às suas camadas externas. Já apresentamos um dos processos responsáveis por isso: a atividade hidrotermal durante a formação da litosfera. Um pouco da água que circula pela crosta, nas proximidades do centro de expansão, reage com o basalto para formar novos minerais que contêm água incorporada à sua estrutura. Além disso, à medida que a litosfera envelhece e atravessa a bacia oceânica, sedimentos contendo água são depositados em sua superfície. As rochas formadas a partir desses sedimentos incluem os folhelhos, que são muito ricos em argilominerais e contêm muita água incorporada à sua estrutura cristalina. Alguns desses sedimentos são raspados na fossa de mar profundo onde a placa sofre subducção, mas grande parte desse material, encharcada de água, é carregada para baixo, na zona de subducção.

À medida que a pressão vai aumentando, a água é expulsa dos minerais presentes nas camadas mais externas da placa em descenso e sobe para a cunha do manto acima da zona de subducção. Em profundidades moderadas, de cerca de 5 km, correspondendo a temperaturas de, aproximadamente, 150°C, um pouco dessa água é liberada pelas reações químicas metamórficas que convertem o basalto em *anfibolito*, uma rocha composta de anfibólio e de plagioclásio (ver Capítulo 6). À medida que outras reações químicas acontecem, mais água é liberada em profundidades maiores, variando de 10 a 20 km. Por fim, em profundidades maiores que 100 km, a temperatura sobe para 1.200 a 1.500°C, e a crosta que sofreu subducção passa por outra transição metamórfica, induzida pelo aumento da pressão, na qual o anfibolito é convertido para *eclogito*, que é composto de piroxênio e granada (ver Capítulo 6). O aumento da pressão e da temperatura na placa em subducção libera toda a água remanescente, além de outros materiais.

Durante a subducção, a água liberada induz a fusão na crosta oceânica em descenso rica em basalto e no material mantélico sobrejacente rico em peridotito. Grande parte do magma máfico acumula-se na base da crosta da placa que está sendo acavalada, e parte dele penetra na crosta para formar câmaras magmáticas, resultando na formação de vulcões.

**SAÍDA: MAGMAS DE COMPOSIÇÃO VARIADA** Os magmas produzidos por esse tipo de fusão induzida por fluidos têm composição essencialmente basáltica, embora sua química seja diferente (mais variável) que a dos basaltos das dorsais mesoceânicas. A composição dos magmas é mais modificada ainda durante sua residência na crosta. Dentro das câmaras magmáticas, o processo de cristalização fracionada aumenta seu teor de sílica, produzindo erupções de lavas andesíticas. Nos casos em que a crosta sobrejacente é continental, o calor dos magmas pode fundir as rochas félsicas da crosta, formando magmas com teores ainda mais altos de sílica, com composições dacíticas e riolíticas. A contribuição dos fluidos da placa descendente pode ser inferida porque elementos-traço, sabidamente presentes na crosta oceânica e nos sedimentos, são também encontrados no magma.

## Plumas do manto como fábricas de magma

As plumas do manto, como os centros de expansão, são locais de fusão por descompressão, mas distinguem-se pela formação em placas litosféricas, em vez de ao longo de margens de placas. Essas plumas de manto quente ascendem do interior da Terra, talvez de locais profundos como o limite núcleo-manto. As plumas do manto que alcançam a superfície, grande parte das quais em locais distantes de limites de placas, formam os pontos quentes da Terra. Nessas localizações, os magmas basálticos produzidos por fusão por descompressão do material mantélico podem entrar em erupção em enormes derrames para formar ilhas, como as Ilhas do Havaí, ou planaltos basálticos, como o Planalto Colúmbia, no Noroeste Pacífico da América do Norte. As plumas de manto e os pontos quentes são discutidos em maior detalhe no Capítulo 12.

## RESUMO

***Como são classificadas as rochas ígneas?*** Todas as rochas ígneas podem ser divididas em duas classes texturais amplas: (1) as rochas cristalinas grossas, que são intrusivas e, portanto, resfriaram-se lentamente, e (2) as texturas cristalinas finas, que são extrusivas e resfriaram-se rapidamente. As rochas ígneas também podem ser classificadas com base química dada pelo teor de sílica usando uma escala que varia de félsico (rico em sílica) a ultramáfico (pobre em sílica).

***Como e onde se formam os magmas?*** Os magmas formam-se nos locais do manto e da crosta onde as temperaturas são suficientemente altas para produzir, pelo menos, a fusão parcial de rochas. Como os minerais de uma rocha apresentam diferentes temperaturas de fusão, a composição de magmas varia de acordo com a temperatura. A pressão aumenta a temperatura de fusão da rocha, e a presença de água a reduz. Como a rocha fundida é menos densa do que a rocha sólida, o magma ascende pela rocha encaixante, e gotas de magma agrupam-se para formar câmaras magmáticas.

***Como a diferenciação magmática pode explicar a variedade de rochas ígneas?*** Uma vez que diferentes minerais cristalizam-se a temperaturas diferentes, a composição do magma muda à medida que ele resfria e diversos minerais são retirados por cristalização.

***Quais são as formas das rochas ígneas intrusivas?*** Os grandes corpos ígneos são denominados plútons. Os maiores plútons são os batólitos, espessas massas tabulares com um funil central. Os *stocks* são corpos plutônicos menores. Menos gigantescos que os plútons são as soleiras, que são concordantes com suas encaixantes, sendo paralelas a seu acamamento, e os diques, que seccionam o acamamento. Veios hidrotermais formam-se onde há abundância de água, no magma ou na rocha encaixante vizinha.

***Como os processos da tectônica de placas afetam a produção de magma?*** Os magmas são produzidos em dois tipos de limites de placas. Nos centros de expansão, o peridotito ascende do manto e é submetido à fusão por descompressão para formar o magma basáltico. Nas zonas de subducção, a litosfera oceânica que sofre subducção é submetida à fusão induzida por fluidos para gerar magmas de composição variada. As plumas do manto nas placas litosféricas também são locais de fusão por descompressão que produzem magmas basálticos.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

andesito (p. 99)
basalto (p. 99)
batólito (p. 107)
bomba (p. 96)
câmara magmática (p. 101)
cinza vulcânica (p. 96)
cristalização fracionada (p. 102)
dacito (p. 99)
diferenciação magmática (p. 102)
diorito (p. 99)
dique (p. 108)
fusão induzida por fluidos (p. 101)
fusão parcial (p. 100)
fusão por descompressão (p. 100)
gabro (p. 99)
granito (p. 98)
granodiorito (p. 99)
intrusão concordante (p. 108)
intrusão discordante (p. 107)
lava (p. 94)
obsidiana (p. 96)
pedra-pomes (p. 96)
pegmatito (p. 109)
peridotito (p. 99)
piroclasto (p. 96)
plúton (p. 106)
pórfiro (p. 96)
riólito (p. 98)
rocha encaixante (p. 96)
rocha félsica (p. 98)
rocha ígnea extrusiva (p. 96)
rocha ígnea intermediária (p. 98)
rocha ígnea intrusiva (p. 96)
rocha máfica (p. 99)
rocha ultramáfica (p. 99)
soleira (p. 107)
*stock* (p. 107)
suíte ofiolítica (p. 111)
veio (p. 109)
viscosidade (p. 99)

## EXERCÍCIOS

1. Por que as rochas intrusivas têm granulação grossa e as rochas extrusivas têm granulação fina?
2. Que tipos de minerais você encontraria em uma rocha ígnea máfica?
3. Que tipos de rochas ígneas contêm quartzo?
4. Cite duas rochas ígneas intrusivas com teor de sílica maior que o do gabro.
5. Qual é a diferença entre um magma formado por cristalização fracionada e um formado por resfriamento normal?
6. Como a cristalização fracionada leva à diferenciação magmática?
7. Em que lugar da crosta, do manto ou do núcleo você encontraria uma fusão parcial de composição basáltica?
8. Em que ambientes tectônicos você esperaria que se formassem magmas?
9. Por que os magmas ascendem?
10. Em que local do assoalho oceânico você encontraria magmas basálticos sendo derramados?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Como você classificaria uma rocha ígnea de granulação grossa que contém cerca de 50% de piroxênio e 50% de olivina?
2. Que tipo de rocha ígnea conteria alguns cristais de plagioclásio com cerca de 5 mm de comprimento "boiando" em uma matriz cinza-escura de cristais com menos de 1 mm?
3. Que diferenças no tamanho dos cristais você esperaria encontrar em duas soleiras, sendo que uma delas foi intrudida a uma profundidade de cerca de 12 km, onde a rocha encaixante era muito quente, e a outra, a uma profundidade de 0,5 km, onde a rocha encaixante era moderadamente quente?
4. Se você fosse fazer um furo de sondagem na crosta de uma dorsal mesoceânica, que tipos de rochas intrusivas e extrusivas esperaria encontrar na superfície ou próximo a ela? Quais rochas ígneas intrusivas ou extrusivas esperaria observar na base da crosta?
5. Que observações você poderia fazer para demonstrar que um plúton solidificou-se durante a cristalização fracionada?
6. Considere que um magma com uma certa razão cálcio/sódio comece a cristalizar. Se ocorrer cristalização fracionada durante o processo de solidificação, será que os plagioclásios formados após a cristalização se completar terão a mesma razão cálcio/sódio que era característica do magma original?
7. Por que é mais provável que os corpos plutônicos, e não os diques, mostrem os efeitos de cristalização fracionada?
8. Qual poderia ser a origem de uma rocha composta quase inteiramente de olivina?
9. Que processos geram cristais com tamanhos desiguais nos pórfiros?
10. A água é abundante nas rochas sedimentares e na crosta oceânica das zonas de subducção. Como ela afetaria os processos de fusão nessas zonas?
11. Grande parte da superfície da crosta terrestre e quase todo o manto são compostos de basalto ou rochas ultramáficas. Por que existe também uma abundância de granitos e andesitos na Terra? De onde vêm os materiais que constituem essas rochas?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] No original, *sheets* (em português,"lençol, folha"), que tem sido traduzido com vários significados na literatura geológica. Para rochas intrusivas, geralmente designa corpos com forma tabular. Em Geologia Sedimentar, pode significar depósito delgado de sedimentos, como os de areia ou cascalho, com a forma de lençol ou manto.

[2] No original, *country rock*, cuja tradução literal não é utilizada em português, sendo preferível *rocha encaixante*.

[3] Também chamada de púmice.

[4] O termo"pórfiro"é mais utilizado nos países de língua inglesa. Contudo, a classificação das rochas ígneas mais utilizada (Streckeisen, 1976, 1979) não inclui esse conceito.

[5] Sinônimo de "mica branca" e de "moscovita", (que é menos preferível, pois se confunde com o adjetivo gentílico de Moscou). O vocábulo muscovita deriva de *Muscovia*, antiga designação em italiano de Moscou.

[6] Ou *tectossilicatos*.

[7] No original, *plagioclase feldspar*, ou seja, feldspato do tipo plagioclásio. Em português técnico, usa-se simplesmente *plagioclásio* para designar os feldspatos de composição calciossódica, da mesma forma que *orthoclase feldspar* é traduzido simplesmente como ortoclásio.

[8] Ou *filossilicatos*.

[9] Ou *inossilicatos*.

[10] Ou *inossilicatos*.

[11] Ou *nesossilicatos*.

[12] Neste quadro foram relacionados termos de dois tipos distintos de classificação de rochas ígneas. O primeiro, que reúne os termos félsico, mafélsico, máfico e ultramáfico, refere-se à classificação modal das rochas ígneas, feita de acordo com a quantidade de minerais máficos (olivinas, piroxênios, anfibólios, micas, monticellita, melilita, minerais opacos e acessórios, como zircão, apatita, esfênio, epídoto, allanita, granada e carbonatos). O segundo refere-se a uma classificação química baseada no teor de sílica, sendo uma das mais antigas proposições. Segundo essa classificação, há as seguintes categorias de rochas: ultrabásica (teor de $SiO_2$ < 49%), básica (teor de $SiO_2$ entre 49 e 52%), intermediária (teor de $SiO_2$ entre 52 e 66%) e ácida (com teor de sílica > 66%).

[13] Os granodioritos podem ser rochas ácidas ou intermediárias, dependendo do teor de minerais máficos que contenham. A maioria dos granodioritos tem baixo teor de minerais máficos (em geral, entre 10 e 30%) e é rica em sílica, podendo ser classificada como *ácida*. Entretanto, existem aqueles com teores entre 30 e 40%, podendo ser, neste caso, rochas *intermediárias*.

[14] A palavra inglesa *palisades* significa"cerca fortificada com estacas ou paliçadas".

[15] *Mushy magma* (em português,"magma pastoso") é uma expressão eventualmente utilizada sem ser traduzida. Designa uma mistura viscosa de magmas com cristais em suspensão.

[16] Em inglês, a palavra *pluton* designa grandes corpos intrusivos, incluindo os batólitos e os *stocks*, que serão definidos mais adiante. Em português, ela é traduzida como"plúton"e, eventualmente, também como"corpo plutônico".

[17] O termo *magma stoping* é utilizado sem tradução na literatura geológica brasileira para descrever, basicamente, o processo de rompimento de grandes blocos de rocha por acunhamento do magma, ao mesmo tempo em que são por ele assimilados.

[18] Muito raramente uma rocha que resulta do resfriamento de líquidos obtidos a partir da fusão de uma rocha sedimentar preserva alguma estrutura sedimentar. A fusão de rochas sedimentares pode ocorrer em áreas restritas de bordos de intrusões, como pode ser visto em certas soleiras de basalto intrudidas nos arenitos da Formação Botucatu, na Bacia do Paraná no Sul do Brasil.

[19] A palavra inglesa *neck* comumente não é traduzida na literatura geológica.

[20] A palavra inglesa *stocks* tradicionalmente comparece sem tradução na literatura geológica.

[21] No caso de uma intrusão em rochas metamórficas, as estruturas desta rocha são seccionadas.

[22] A palavra inglesa *sill* também ocorre na literatura geológica brasileira sem estar traduzida.

[23] Os autores referem-se aos pegmatitos mais comuns, que têm composição granítica e ocorrem em veios. O conceito de pegmatito refere-se somente à granulação grossa de uma rocha ígnea, que pode ter qualquer composição (granítica, sienítica, gabroica, etc.). Portanto, independe do modo de ocorrência, que pode ser em veios ou não.

[24] No original, *pillow lava*, que eventualmente não é traduzido nos livros de geologia de língua portuguesa.

[25] Em inglês, *sheeted dikes*, que eventualmente não é traduzido para o português nos livros de geologia.

# 5

# Sedimentação: Rochas Formadas por Processos de Superfície

Os processos superficiais do ciclo das rochas ■ 120
Bacias sedimentares: os recipientes dos sedimentos 126
Ambientes de sedimentação ■ 128
Estruturas sedimentares ■ 131
Soterramento e diagênese: do sedimento à rocha ■ 134
Classificação dos sedimentos siliciclásticos e das rochas sedimentares ■ 137
Classificação dos sedimentos químicos e biológicos e das rochas sedimentares ■ 140

A maior parte da superfície terrestre, incluindo o assoalho oceânico, é coberta de sedimentos. Essas camadas de partículas soltas têm diversas origens. A maior parte dos sedimentos é gerada pelo intemperismo da crosta continental. Alguns resultam dos restos de organismos que secretaram conchas minerais. Ainda outros consistem em cristais inorgânicos que se precipitaram quando elementos químicos dissolvidos nos oceanos e lagos se combinaram para formar novos minerais.

As rochas sedimentares foram uma vez sedimentos e, por isso, são o registro das condições da superfície terrestre da época e do lugar onde eles foram depositados. Os geólogos podem reconstruir o caminho de volta dessas rochas para inferir as áreas-fonte dos sedimentos e os tipos de ambientes onde foram originalmente depositados. Por exemplo, o topo do Monte Everest é composto de calcários fossilíferos (que contêm fósseis). Como sabemos que esses calcários são formados a partir de minerais carbonáticos na água do mar, podemos concluir que o Monte Everest fez parte do assoalho de um oceano! O tipo de análise utilizada aplica-se exatamente da mesma forma para antigas linhas de costa, montanhas, planícies, desertos e pântanos de outras regiões. Ao reconstruirmos tais ambientes, podemos mapear continentes e oceanos de muito tempo atrás.

As rochas sedimentares também podem revelar antigos eventos e processos das placas tectônicas segundo sua presença em (ou ao redor de) arcos vulcânicos, vales em rifte[1] ou em montanhas em limites colisionais ou vulcânicos. Em alguns casos, onde os constituintes dos sedimentos e das rochas sedimentares são derivados da alteração de rochas preexistentes, podem-se formular hipóteses sobre o clima antigo e o regime do intemperismo. Também podemos utilizar as rochas sedimentares formadas pela precipitação na água do mar para ler a história da mudança do clima e da química dos oceanos da Terra.

A estratificação cruzada de grande parte visível neste arenito registra a história de sua formação em um antigo deserto. [John Grotzinger]

O estudo dos sedimentos e das rochas sedimentares tem, da mesma forma, grande valor prático. O petróleo, o gás natural e o carvão, nossas mais importantes fontes de energia, são encontrados nessas rochas. Uma série de outros recursos minerais importantes também são sedimentares, como as rochas fosfáticas utilizadas para fertilizantes e grande parte do minério de ferro do mundo. O conhecimento sobre a formação desses tipos de sedimentos ajuda-nos a encontrar e utilizar esses recursos limitados.

Por fim, devido ao fato de que praticamente todos os processos sedimentares acontecem próximo à superfície terrestre, onde a humanidade vive, eles fornecem os fundamentos para o entendimento dos problemas ambientais. Antigamente, estudávamos as rochas sedimentares sobretudo para melhor explorar os recursos naturais citados antes. Cada vez mais, entretanto, estudamos essas rochas para melhorar nosso conhecimento sobre o meio ambiente da Terra.

**Neste capítulo, veremos como os processos de superfície do ciclo das rochas produzem sedimentos e rochas sedimentares. Descreveremos as composições, texturas e estruturas dos sedimentos e das rochas sedimentares e examinaremos como correlacioná-los com os vários tipos de ambientes em que são gerados. Ao longo do capítulo, aplicaremos nosso conhecimento das origens dos sedimentos para o estudo dos problemas ambientais humanos e para a exploração dos recursos energéticos e minerais.**

## Os processos superficiais do ciclo das rochas

Os sedimentos e as rochas sedimentares formadas a partir deles são produzidos durante os estágios de superfície do ciclo das rochas. Esses processos agem depois que as rochas formadas no interior da crosta ficam expostas na superfície devido à tectônica e antes de retornarem para níveis mais profundos por subducção. Eles movem materiais de uma *área-fonte*, onde são criadas partículas sedimentares, para uma *área de acumulação*, onde são depositadas em camadas. O trajeto que as partículas sedimentares seguem da fonte até o destino pode ser bastante longo, envolvendo diversos processos importantes que resultam das interações entre a tectônica de placas e os sistemas do clima.

Vamos analisar o papel do rio Mississippi em um típico processo sedimentar. Os movimentos de placas soerguem rochas nas Montanhas Rochosas. A precipitação nessas montanhas – uma área-fonte – causa intemperismo nas rochas. Se a precipitação aumentar nas montanhas, o intemperismo também aumentará. O intemperismo mais rápido produz mais sedimentos a serem liberados no rio e transportados morro e rio abaixo. Ao mesmo tempo, se o fluxo no rio também aumentar em razão de maior precipitação, o transporte de sedimentos pela extensão do rio aumentará, e o volume de sedimento a ser entregue às áreas de acumulação – locais de deposição, também conhecidos como *bacias sedimentares* – no delta do Mississippi e no Golfo do México também aumentará. Nessas bacias sedimentares, os sedimentos empilham-se uns sobre os outros – camada após camada – e, por fim, são soterrados na profundidade da crosta terrestre, onde podem estar repletos de óleo e gás natural valiosos.

Os processos de superfície do ciclo das rochas que são importantes na formação de rochas sedimentares estão revistos na **Figura 5.1** e resumidos a seguir:

- *Intemperismo* é o processo geral pelo qual as rochas são fragmentadas na superfície terrestre para produzir partículas sedimentares. Há dois tipos de intemperismo. O **intemperismo físico** ocorre quando a rocha sólida é fragmentada por processos mecânicos, como congelamento e derretimento ou acunhamento por raízes de árvores (**Figura 5.2**), os quais não alteram sua composição química. Os escombros de rochas fragmentadas vistos com frequência no topo de montanhas e colinas é basicamente resultado do intemperismo físico. O **intemperismo químico** refere-se aos processos pelos quais os minerais em uma rocha são alterados ou dissolvidos quimicamente. O apagamento ou desaparecimento de inscrições em antigos túmulos e monumentos é causado principalmente por intemperismo químico.
- *Erosão* refere-se aos processos que deslocam partículas de rocha produzidas por intemperismo e as afastam da área-fonte. A erosão ocorre mais comumente quando a água da chuva desce morro abaixo.
- *Transporte* refere-se aos processos pelos quais as partículas sedimentares são movidas para áreas de acumulação. O transporte ocorre quando as correntes de vento e de água e o deslocamento das geleiras transportam partículas para novos lugares morro abaixo ou a jusante.

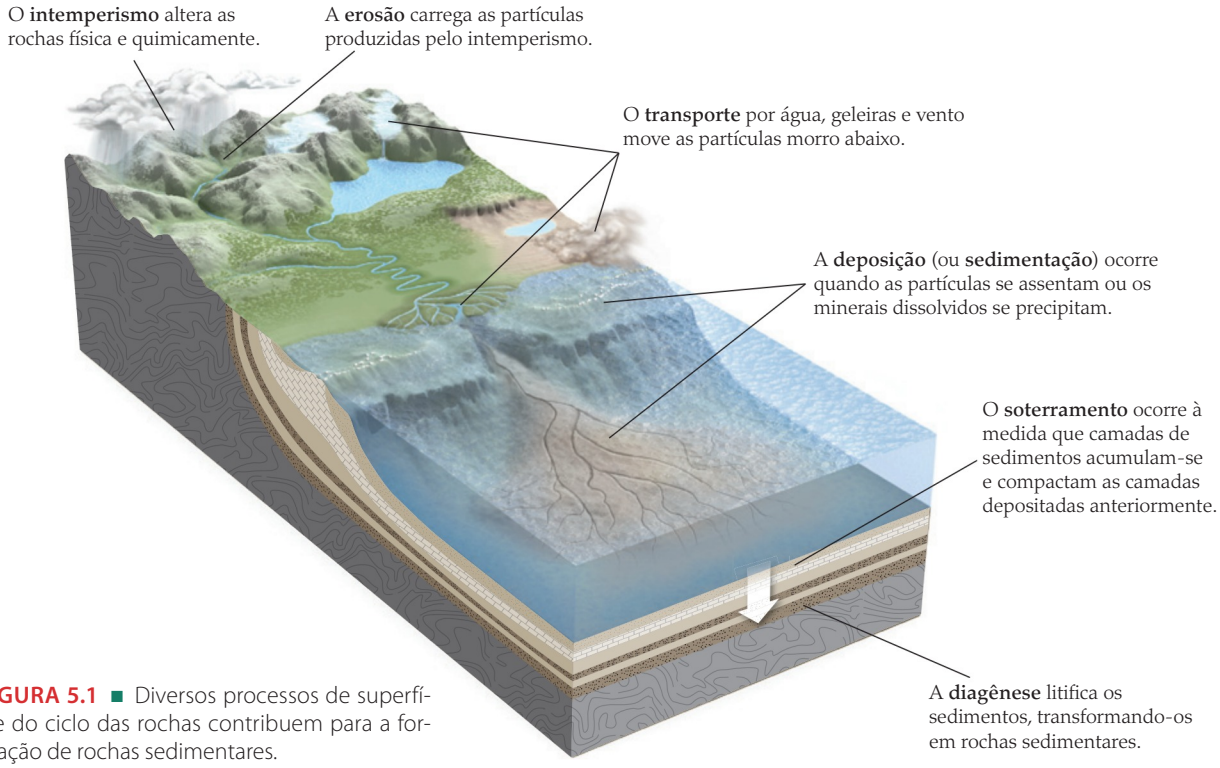



**FIGURA 5.1** ■ Diversos processos de superfície do ciclo das rochas contribuem para a formação de rochas sedimentares.

**FIGURA 5.2** ■ As raízes de plantas contribuem para o intemperismo físico ao penetrarem em fraturas e causando acunhamento das rochas. [David R. Frazier/Photo Researchers]

- *Deposição* (também chamada de *sedimentação*) refere-se aos processos pelos quais as partículas sedimentares depositam-se quando o vento se aquieta, as correntes de água se desaceleram, ou os bordos das geleiras se fundem para formar camadas de sedimento em áreas de acumulação. Em ambientes aquáticos, formam-se precipitados químicos que se depositam, e conchas de organismos mortos são quebradas e depositadas.
- *Soterramento* ocorre à medida que as camadas de sedimentos se acumulam em áreas de acumulação sobre material anteriormente depositado, que é compactado e progressivamente soterrado em uma bacia sedimentar. Esses sedimentos permanecerão em profundidade, como parte da crosta terrestre, até que sejam soerguidos novamente ou subduzidos por processos da tectônica de placas.
- *Diagênese* refere-se às mudanças físicas e químicas – incluindo pressão, calor e reações químicas – pelas quais os sedimentos soterrados nas bacias sedimentares são *litificados*, ou convertidos em rochas sedimentares.

## Intemperismo e erosão: a fonte de sedimentos

Os intemperismos físico e químico reforçam um ao outro. O intemperismo químico enfraquece as rochas e as torna mais suscetíveis à fragmentação. Quanto menores os fragmentos produzidos por intemperismo físico, maior a área de superfície exposta ao intemperismo químico. Juntos, os intemperismos físico e químico da rocha produ-

zem tanto produtos sólidos como dissolvidos, e a erosão carrega esses materiais adiante. Os produtos finais são agrupados ou como sedimentos siliciclásticos ou como sedimentos químicos e biológicos.

**SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS** O intemperismo físico e químico de rochas preexistentes forma *partículas clásticas* que são transportadas e depositadas na forma de sedimentos. Essas partículas variam em tamanho, desde matacão e seixo até areia, silte e argila. Elas também variam muito na forma. A ruptura natural ao longo de juntas, planos de acamamento e outras fraturas na rocha-matriz determina a forma dos matacões, calhaus e seixos. Os grãos de areia tendem a herdar suas formas dos cristais individuais da rocha-matriz, na qual eram anteriormente encaixados uns nos outros.

A maioria das partículas clásticas é produzida pelo intemperismo de rochas comuns compostas predominantemente por silicatos, por isso os sedimentos formados a partir dessas partículas são chamados de **siliciclásticos**. A mistura de minerais nos sedimentos siliciclásticos varia. Minerais como o quartzo são resistentes ao intemperismo e, assim, são encontrados quimicamente inalterados nos sedimentos siliciclásticos. Podem existir fragmentos parcialmente alterados de minerais, como o feldspato, que são menos resistentes ao intemperismo e, portanto, menos estáveis. Além disso, outros minerais dos sedimentos siliciclásticos, como os argilominerais, podem ser neoformados por intemperismo químico. A variação na intensidade do intemperismo pode produzir conjuntos diferentes de minerais em sedimentos derivados da mesma rocha-matriz. Onde o intemperismo é intenso, o sedimento conterá apenas partículas clásticas feitas de minerais quimicamente estáveis, misturados com argilominerais. Onde o intemperismo é pouco intenso, muitos minerais que são instáveis em condições superficiais sobrevivem como partículas clásticas no sedimento. O Quadro 5.1 mostra três conjuntos de minerais em um afloramento típico de granito.

**SEDIMENTOS QUÍMICOS E BIOLÓGICOS** Os produtos dissolvidos pelo intemperismo químico são íons ou moléculas que se acumulam nas águas dos solos, rios, lagos e oceanos. Essas substâncias dissolvidas são precipitadas como reações químicas e biológicas para formar sedimentos químicos e biológicos. Fazemos a distinção entre esses dois tipos de sedimentos somente por conveniência, pois, na prática, muitos sedimentos químicos e biológicos sobrepõem-se. Os **sedimentos químicos** formam-se no ou próximo ao local de deposição. Por exemplo, a evaporação da água do mar frequentemente leva à precipitação de gipsita ou halita (**Figura 5.3**).

Os **sedimentos biológicos** também formam-se próximo ao local de deposição, mas resultam de minerais precipitados por organismos. Alguns organismos, como moluscos e corais, precipitam minerais à medida que crescem. Após a morte dos organismos, suas conchas ou esqueletos acumulam-se no assoalho oceânico na forma de sedimentos. Nesses casos, o organismo controla *diretamente* a precipitação mineral. Entretanto, em um segundo processo, de mesma importância, os organismos controlam a precipitação mineral apenas de forma *indireta*. Em vez de obter minerais da água para formar uma concha, esses organismos alteram o ambiente circundante de forma que a precipitação mineral ocorre fora do organismo, ou mesmo distante dele. Acredita-se que certos microrganismos permitem a precipitação de pirita (um mineral de sulfeto de ferro) dessa forma (ver Capítulo 11).

Os sedimentos biológicos em ambientes marinhos rasos consistem em camadas de partículas sedimentares precipitadas biologicamente como conchas inteiras ou quebradas (**Figura 5.4**). Muitos tipos diferentes de organismos, desde corais a mariscos e algas, podem contribuir com suas conchas. Às vezes, as conchas podem ser transportadas e, posteriormente, quebradas e depositadas como **sedimentos bioclásticos**. Esses sedimentos de águas rasas consistem, predominantemente, em dois minerais de carbonato de cálcio – calcita e aragonita – em proporções

**FIGURA 5.3** ■ Os sais precipitam-se quando a água que contém minerais dissolvidos evapora. Isso ocorreu no Vale da Morte, na Califórnia (EUA). [John G. Wilbanks/Agefoto]

**FIGURA 5.4** ■ Um tipo de rocha sedimentar de origem biológica é formado inteiramente de fragmentos de conchas. [John Grotzinger]

**QUADRO 5.1** Minerais que permanecem nos sedimentos siliciclásticos derivados de um afloramento médio de granito sob diferentes intensidades de intemperismo

| Intensidade do intemperismo | | |
|---|---|---|
| **Baixa** | **Média** | **Alta** |
| Quartzo | Quartzo | Quartzo |
| Feldspato | Feldspato | Argilominerais |
| Mica | Mica | |
| Piroxênio | Argilominerais | |
| Anfibólio | | |

variáveis. Outros minerais, como fosfatos e sulfatos, são abundantes apenas em certos sedimentos bioclásticos.

No oceano profundo, os sedimentos biológicos são constituídos de conchas de poucos tipos de organismos planctônicos. A maioria desses organismos secreta conchas compostas primariamente de calcita e aragonita, mas algumas espécies formam conchas de sílica, que são precipitadas amplamente sobre algumas partes do assoalho oceânico profundo. Como essas partículas biológicas acumulam-se em águas muito profundas, onde a agitação por correntes que transportam sedimentos é rara, as conchas dificilmente formam sedimentos bioclásticos.

## Transporte e deposição: a viagem de descida até as bacias sedimentares

Depois de se formarem pelo intemperismo e pela erosão, as partículas clásticas e os íons dissolvidos começam uma viagem até uma bacia sedimentar. Essa viagem pode ser muito longa; por exemplo, ela pode estender-se por milhares de quilômetros desde os tributários do rio Mississippi, nos contrafortes das Montanhas Rochosas, até os pântanos do delta do Mississippi.

A maioria dos agentes de transporte carrega material morro abaixo em uma viagem só de ida. Uma rocha que cai de um penhasco, a areia que é carregada por um rio que deságua no mar e as geleiras que vagarosamente deslizam morro abaixo são, todas elas, respostas à força da gravidade. Embora os ventos possam levar materiais de locais mais baixos para mais elevados, no longo prazo os efeitos da gravidade prevalecem. Quando uma partícula soprada pelo vento cai no oceano e sedimenta-se através da água, ela fica aprisionada. Ela pode ser movimentada de novo somente por uma corrente oceânica, a qual transporta apenas para outro sítio deposicional do próprio fundo marinho. As correntes marinhas transportam sedimentos por distâncias mais curtas do que grandes rios continentais, e o pequeno percurso de transporte dos sedimentos químicos ou biológicos contrasta com as grandes distâncias de deslocamento dos sedimentos siliciclásticos. Porém, no final, todos os caminhos de transporte de sedimentos, por mais simples ou complicados que possam parecer, conduzem morro abaixo até uma bacia sedimentar.

**AS CORRENTES COMO AGENTES DE TRANSPORTE** A maioria dos sedimentos é transportada por correntes de ar ou de água. A enorme quantidade de todos os tipos de sedimentos encontrada nos oceanos resulta, principalmente, da capacidade de transporte dos rios, que anualmente carregam uma carga de sedimentos sólidos e dissolvidos de cerca de 25 bilhões de toneladas ($25 \times 10^{15}$ g) (**Figura 5.5**). As correntes de ar também movem materiais, mas em quantidade muito menor que a dos rios e correntes oceânicas. Quando as partículas são levantadas por fluidos como o ar ou a água, as correntes carregam-nas adiante na direção do vento ou do rio. Quanto mais forte a corrente – isto é, quanto mais rápido ela flui –, maiores são as partículas que ela transporta.

**FORÇA DA CORRENTE, TAMANHO DA PARTÍCULA E SELEÇÃO**

A sedimentação começa onde o transporte termina. Para partículas clásticas, a força que controla a sedimentação é a gravidade. As partículas tendem a assentar-se sob a atração gravitacional. Essa tendência opõe-se à capacidade de uma corrente carregar uma partícula. A velocidade de assentamento é proporcional à densidade e ao tamanho da partícula (ver Capítulo 4, Geologia na Prática, pág. 103). Como todas as partículas clásticas têm, aproximadamente, a mesma densidade, utilizamos o tamanho como indicador da velocidade de assentamento de minerais na sedimentação. (Analisaremos em maior detalhe as categorias de tamanhos de partículas mais adiante neste capítulo.) Na água, os grãos maiores assentam-se mais rapidamente que os menores. Isso também é verdadeiro no ar, mas a diferença é muito menor.

A força da corrente, que está diretamente relacionada à sua velocidade, determina o tamanho das partículas depositadas em um determinado lugar. Quando uma corrente de ar ou de água começa a desacelerar, ela não pode mais continuar levando as partículas maiores suspensas, que, então, se depositam. Quando a corrente se desacelera ainda mais, as partículas menores também se assentam. Por fim, quando a corrente para por completo, mesmo as menores partículas se depositam. As correntes segregam as partículas nos seguintes modos:

- *Correntes fortes* (mais velozes que 50 cm/s) carregam cascalho (que inclui matacões, calhaus e seixos) com um abundante suprimento de partículas menores. Tais correntes são comuns em riachos que fluem velozmente em terrenos montanhosos, onde a erosão é rápida. O cascalho é depositado na praia, em locais onde as ondas erodem costas rochosas.
- *Correntes moderadamente fortes* (velocidade entre 20-50 cm/s) depositam camadas de areia. As correntes de força moderada são comuns na maioria dos rios, que carregam e depositam areia em seus canais. Inundações que fluem rapidamente podem espalhar areia na planície do vale fluvial. As ondas e as correntes depositam areia em praias e oceanos. Os ventos também transportam e depositam areia, especialmente nos desertos. Porém, como o ar é muito menos denso do que a água, são necessárias velocidades de corrente muito maiores para mover sedimentos de mesmo tamanho e densidade.
- *Correntes fracas* (velocidade menor que 20 cm/s) carregam lama, composta pelas menores partículas clásticas (silte e argila). Essas correntes são encontradas na planície de um vale fluvial quando as inundações recuam vagarosamente ou param de escoar. Em geral, as lamas são depositadas no oceano a alguma distância da praia, onde as correntes são muito lentas para

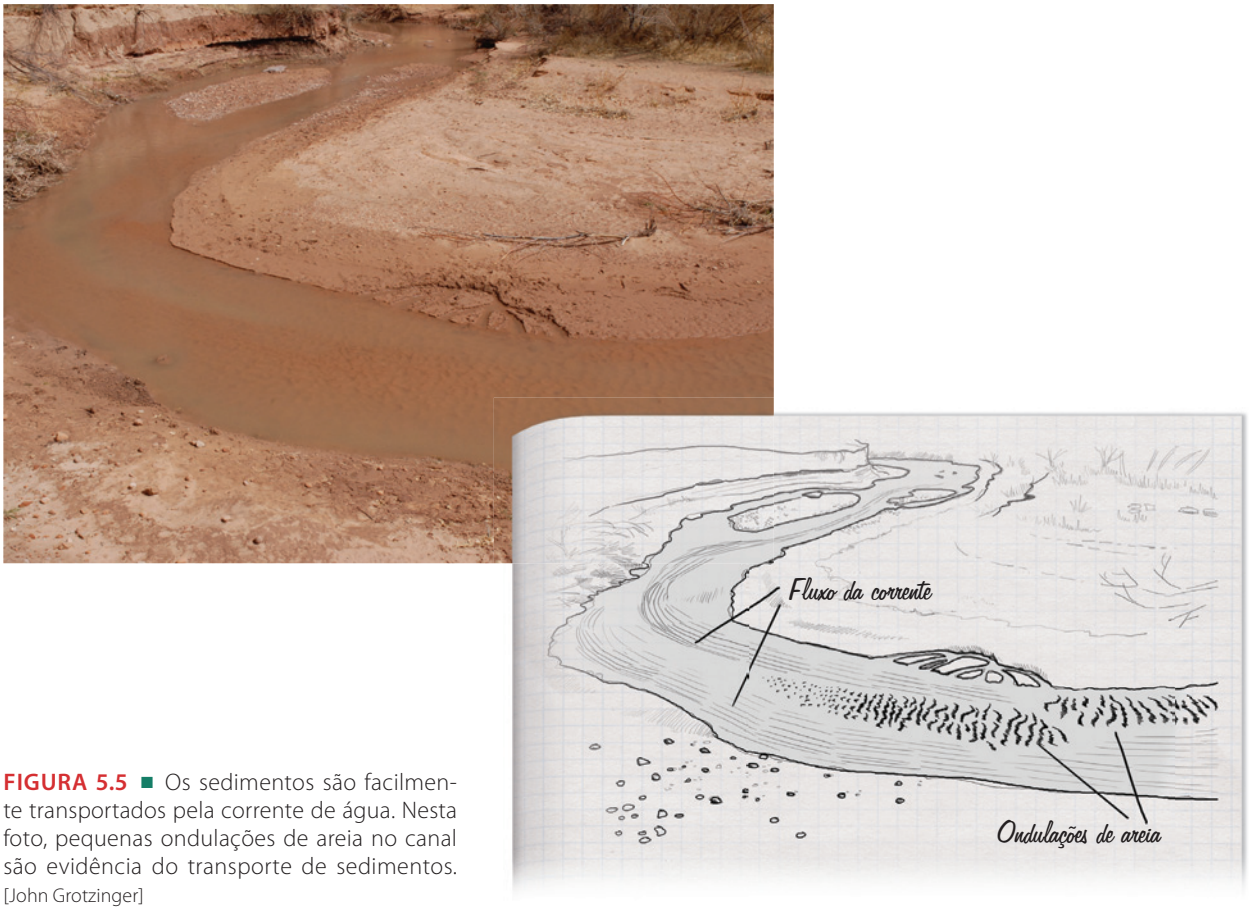



**FIGURA 5.5** ■ Os sedimentos são facilmente transportados pela corrente de água. Nesta foto, pequenas ondulações de areia no canal são evidência do transporte de sedimentos. [John Grotzinger]

carregar até mesmo as finas partículas em suspensão. Grande parte do fundo do mar aberto é coberto por partículas de lama originalmente transportadas pelas ondas superficiais e correntes ou pelo vento. Todas essas partículas assentam-se vagarosamente em profundidades onde as correntes e ondas não atuam, até alcançarem, por fim, o assoalho oceânico.

Como vemos, as correntes podem começar carregando partículas de tamanhos muito diversos e, à medida que a velocidade varia, essas partículas vão se separando. Uma corrente forte e rápida pode depositar uma camada de cascalho, enquanto mantém areias e lamas em suspensão. Se a corrente enfraquece e desacelera, depositará uma camada de areia sobre a de cascalho. Se parar completamente, então depositará uma camada de lama no topo da camada de areia. Essa tendência de segregar sedimentos de acordo com o tamanho, à medida que varia a velocidade da corrente, é chamada de **seleção**. Um sedimento bem selecionado consiste em partículas de tamanho predominantemente uniforme. Um sedimento pobremente selecionado contém partículas de muitos tamanhos (**Figura 5.6**).

À medida que cascalho, seixos e grãos de areia vão sendo transportados por correntes de água ou de ar, as partículas tombam e chocam-se umas com as outras ou friccionam-se contra o substrato rochoso. A *abrasão* resultante afeta as partículas de duas formas: reduz seu tamanho e suaviza as arestas e as pontas (**Figura 5.7**). Esses efeitos aplicam-se à maioria das partículas grandes, havendo pouca abrasão na areia e no silte causada por impacto.

O transporte das partículas não é contínuo, mas intermitente. Um rio pode transportar grandes quantidades de areia e cascalho quando suas margens extravasam, mas ele abandona essa carga assim que a inundação recua e somente volta a apanhá-la e carregá-la para locais ainda mais distantes quando da próxima cheia. Da mesma forma, ventos fortes podem carregar grandes quantidades de pó por poucos dias para, então, aquietar-se e depositar o material como uma camada de sedimentos. As marés fortes nos litorais podem transportar fragmentos de conchas quebradas para lugares mais distantes costa afora e abandoná-los lá.

O tempo total entre a formação das partículas clásticas e sua deposição final pode ser de muitas centenas ou milhares de anos, dependendo da distância até a bacia sedimentar final e do número de paradas ao longo do caminho. As partículas clásticas erodidas nas cabeceiras do rio Mississippi, situadas nas montanhas no oeste de Montana (EUA), por exemplo, levam centenas de anos para viajar os 3.200 km dos rios Missouri e Mississippi até o Golfo do México.

## Oceanos como tanques de mistura química

O fator de controle da sedimentação química e biológica é a precipitação, mais do que a gravidade. Substâncias dissolvidas na água durante o intemperismo químico são carregadas por ela como uma solução homogênea. Esses materiais formam a própria solução aquosa, de modo que a gravidade não tem como atuar para a deposição isolada deles. Como os materiais dissolvidos fluem rio abaixo, eles, ao final, entram no oceano.

Os oceanos podem ser pensados como imensos tanques de mistura química. Os rios, a chuva, o vento e as geleiras constantemente levam materiais dissolvidos para eles. Além disso, pequenas quantidades de materiais dissolvidos entram no oceano pelas reações químicas entre a água e o basalto quente das dorsais mesoceânicas. Os oceanos estão continuamente perdendo água, que evapora de suas superfícies. Os volumes de entrada e saída de água dos oceanos são tão exatamente equilibrados que permanecem constantes por curtos intervalos do tempo geológico, como anos, décadas ou mesmo séculos. Em grandes escalas de milhares a milhões de anos, entretanto, o equilíbrio pode mudar. Durante as Idades do Gelo mais recentes, por exemplo, quantidades significativas de água do mar foram convertidas em gelo glacial e o nível do mar foi rebaixado por mais de 100 m.

Areia bem selecionada

Areia pobremente selecionada

**FIGURA 5.6** ■ Quando as correntes diminuem a velocidade, os sedimentos são segregados de acordo com o tamanho da partícula. O grupo relativamente homogêneo de grãos de areia da esquerda é bem selecionado; o grupo da direita é pobremente selecionado. [Bill Lyons]

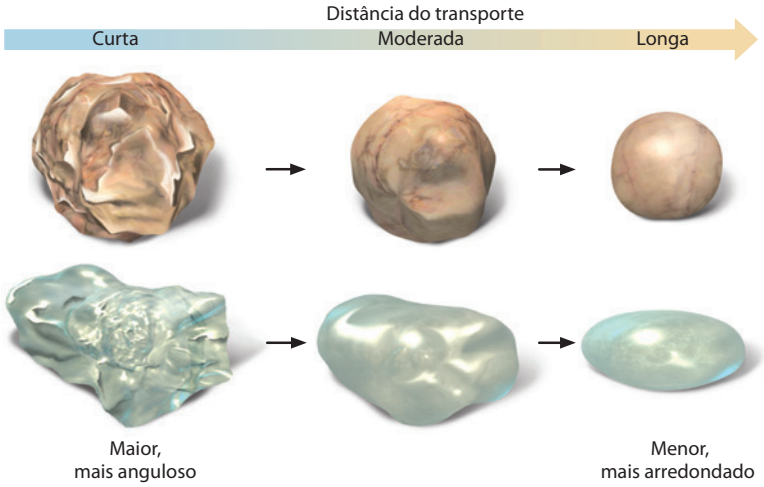



**FIGURA 5.7** ■ A abrasão durante o transporte reduz o tamanho e a angularidade das partículas clásticas. Os grãos tornam-se arredondados e um pouco menores à medida que são transportados, embora sua forma geral possa não mudar significativamente.

A entrada e a saída de materiais dissolvidos são, da mesma forma, equilibradas. Cada um dos vários componentes da água do mar participa de alguma reação química ou biológica que, por fim, se precipita da água e se deposita no assoalho marinho. Como resultado, a **salinidade** do oceano – a quantidade total de substâncias dissolvidas em um dado volume de água do mar – mantém-se constante. Considerando todos os oceanos do mundo, a precipitação mineral equilibra o influxo total de materiais dissolvidos – que é outra maneira, ainda, como o sistema Terra mantém seu equilíbrio.

Podemos entender alguns dos mecanismos que sustentam esse balanço químico ao analisarmos o balanço do cálcio. Esse elemento é um importante componente do mais abundante precipitado biológico formado nos oceanos: o carbonato de cálcio ($CaCO_3$). No continente, o cálcio é dissolvido quando o calcário e os silicatos que o contêm – como certos feldspatos e piroxênios – sofrem intemperismo, liberando-o como íons ($Ca^{2+}$). Estes são levados para os oceanos, onde vários organismos marinhos combinam íons de cálcio com íons de carbonato ($CO_3^{2-}$), também presentes na água do mar, para formar conchas de carbonato de cálcio. Dessa forma, o cálcio, que entra no oceano como íon dissolvido, sai dele como sedimento sólido quando os organismos morrem e suas conchas sedimentam-se e acumulam-se como sedimento de carbonato de cálcio sobre o fundo marinho. Por fim, os sedimentos de carbonato de cálcio serão soterrados e transformados em calcário. O balanço químico que mantém constante o nível de cálcio dissolvido no oceano é, em parte, regulado pelas atividades dos organismos.

Mecanismos não biológicos também mantêm o balanço químico nos oceanos. Por exemplo, íons de sódio ($Na^+$) levados para os oceanos reagem quimicamente com íons de cloro ($Cl^-$) para formar o precipitado de cloreto de sódio (NaCl). Isso acontece quando a evaporação eleva a quantidade de íons de sódio e cloro para além do ponto de saturação. Como vimos no Capítulo 3, as soluções cristalizam minerais quando se tornam tão saturadas com os materiais dissolvidos que não podem mais contê-los. A intensa evaporação necessária para a cristalização do sal ocorre nas águas rasas e quentes dos braços de mar ou em lagos salinos.

## Bacias sedimentares: os recipientes dos sedimentos

Como vimos, as correntes que movem sedimentos através da superfície terrestre geralmente fluem morro abaixo. Portanto, os sedimentos tendem a se acumular em depressões na crosta terrestre. Essas depressões são formadas por **subsidência**, na qual uma ampla área da crosta afunda em relação às elevações das áreas adjacentes. A subsidência é parcialmente induzida pelo peso adicional dos sedimentos sobre a crosta, mas é principalmente controlada pelos mecanismos tectônicos.

As **bacias sedimentares** são regiões de extensão variável, onde a combinação de sedimentação e subsidência formou uma espessa acumulação de sedimentos e rochas sedimentares. As bacias sedimentares são fontes primárias de óleo e gás natural na Terra. A exploração comercial desses recursos ajudou-nos a entender melhor a estrutura mais profunda das bacias e da litosfera continental.

### Bacias rifte e bacias de subsidência térmica

Quando um continente começa a fragmentar-se, o mecanismo de subsidência da bacia, controlado pelas forças de separação das placas, envolve deformação, adelgaçamento e aquecimento da porção da litosfera sotoposta (**Figura 5.8**). Uma rachadura alongada e estreita, conhecida como vale em rifte, desenvolve-se com o afundamento de grandes blocos crustais. O magma quente e dúctil do manto sobe e preenche o espaço criado pela litosfera e pela crosta adelgaçadas, iniciando-se uma erupção vulcânica de rochas basálticas na zona do rifte. As **bacias rifte** são profundas, estreitas e alongadas, com espessas sucessões

de rochas sedimentares e também de rochas ígneas extrusivas e intrusivas. O vale em rifte do leste da África,[2] o vale em rifte do Rio Grande (EUA) e o vale do Jordão no Oriente Médio são exemplos de bacias rifte.

Nos estágios finais da separação de placas, quando os processos de rifteamento são substituídos pela expansão do assoalho oceânico, fazendo com que as placas continentais comecem a se afastar uma da outra, o mecanismo de subsidência da bacia passa a envolver, principalmente, o esfriamento da litosfera que foi adelgaçada e aquecida durante os estágios iniciais do processo (Figura 5.8).[3] O esfriamento leva a um aumento da densidade da litosfera, o que, por sua vez, leva à sua subsidência abaixo do nível do mar, onde os sedimentos podem se acumular. Como o resfriamento da litosfera é o principal processo de criação das bacias sedimentares; nesse estágio, são chamadas de **bacias de subsidência térmica**[4]. Os sedimentos da erosão da área adjacente preenchem a bacia próximo ao nível do mar ao longo da borda do continente, criando uma **plataforma continental**.

A plataforma continental continua a receber sedimentos por um longo período de tempo, seja porque a borda em deriva do continente afunda lentamente, seja porque os continentes têm uma imensa área que pode prover o suprimento de partículas. Posteriormente, a carga resultante do aumento da massa de sedimentos deprime a crosta, de modo que as bacias podem receber ainda mais materiais do continente. Como resultado dessa subsidência contínua e do transporte de sedimentos, os depósitos de plataforma continental podem acumular-se em um metódico acomodamento de espessuras de 10 km ou mais. As plataformas continentais das regiões costeiras do Atlântico na América do Norte e do Sul, na Europa e na África são bons exemplos de bacias de subsidência térmica. Essas bacias começaram a se formar quando o supercontinente Pangeia se fragmentou há cerca de 200 milhões de anos e, com isso, as placas da América do Norte e da América do Sul separaram-se das placas da Eurásia e da África.

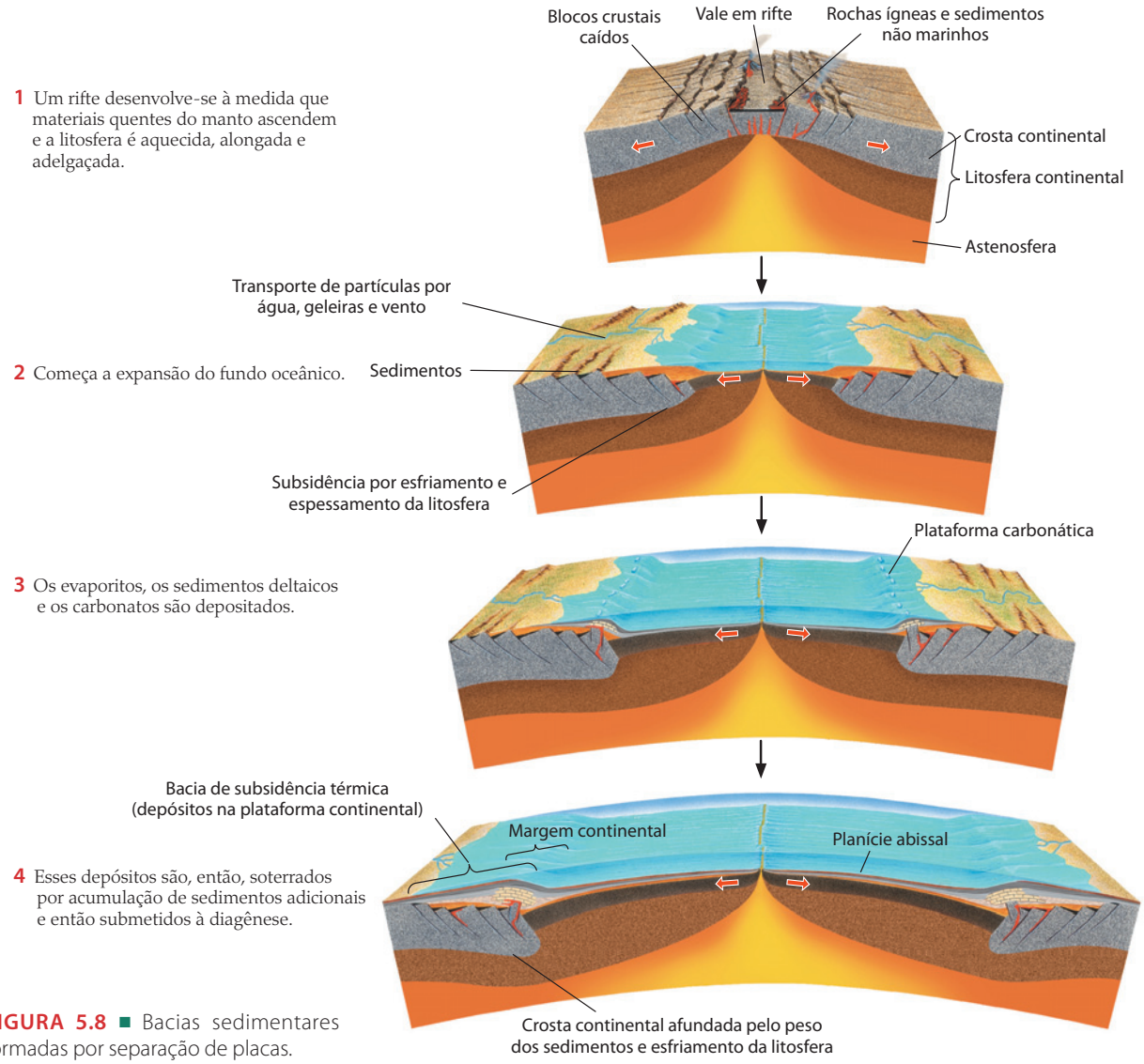



**FIGURA 5.8** ■ Bacias sedimentares formadas por separação de placas.

## Bacias flexurais

Um terceiro tipo de bacia sedimentar desenvolve-se dentro de zonas tectônicas convergentes, onde uma placa litosférica é empurrada sobre a outra. O peso da placa cavalgante causa uma curvatura ou flexão na placa acavalada, resultando na formação de uma **bacia flexural**. A Bacia Mesopotâmica, no Iraque, é uma bacia flexural formada quando a Placa da Arábia colidiu com e foi subduzida pela Placa da Eurásia. As enormes reservas de petróleo do Iraque (perdendo apenas para a Arábia Saudita) devem seu tamanho ao fato de terem os ingredientes certos nessa importante bacia flexural. Na verdade, o petróleo que havia se formado nas rochas que hoje estão sob a Cordilheira de Zagros foi espremido para fora, formando diversos poços de petróleo com volumes maiores do que 10 bilhões de barris.

# Ambientes de sedimentação

Entre a área-fonte onde os sedimentos são formados e a bacia sedimentar onde são soterrados e convertidos em rochas sedimentares, os sedimentos viajam ao longo de muitos ambientes de sedimentação. Um **ambiente de sedimentação** é uma área de deposição sedimentar caracterizada por uma combinação particular de condições climáticas e processos físicos, químicos e biológicos (**Figura 5.9**). Dentre as características importantes dos ambientes de sedimentação, incluem-se:

- o tipo e a quantidade de água (oceano, lago, rio e terra árida);
- o tipo e a força dos agentes de transporte (água, vento, gelo);
- o relevo (terras baixas, montanha, planície costeira, oceano raso e oceano profundo);
- a atividade biológica (precipitação de conchas, crescimento de recifes de coral, agitação de sedimentos por organismos escavadores);
- a posição na placa tectônica ocupada pelas áreas-fonte (cinturão de montanhas vulcânicas, zona de colisão entre continentes) e pelas bacias sedimentares (rifte, subsidência térmica, flexural);
- o clima (climas frios podem formar geleiras; climas áridos podem formar desertos onde, há precipitação de minerais por evaporação).

Considere as praias do Havaí, famosas por suas exóticas areias verdes, que resultam de seu ambiente de sedimentação peculiar. A ilha vulcânica do Havaí é composta de basalto com olivina, que é liberada durante o intemperismo. Os rios transportam a olivina para a praia, onde as ondas e as correntes produzidas pelas ondas a concentram e removem fragmentos de basalto para formar depósitos de areia ricos nesse mineral.

Os ambientes de sedimentação são frequentemente agrupados por sua localização, seja nos continentes, em regiões costeiras ou nos oceanos. Essa subdivisão bastante geral destaca os processos que dão aos ambientes de sedimentação suas identidades características.

## Ambientes continentais

Os ambientes de sedimentação em continentes são diversos, devido ao grande intervalo de variação de temperatura e precipitação de chuva na superfície. Esses ambientes são estruturados no entorno de rios, desertos, lagos e geleiras (ver Figura 5.9).

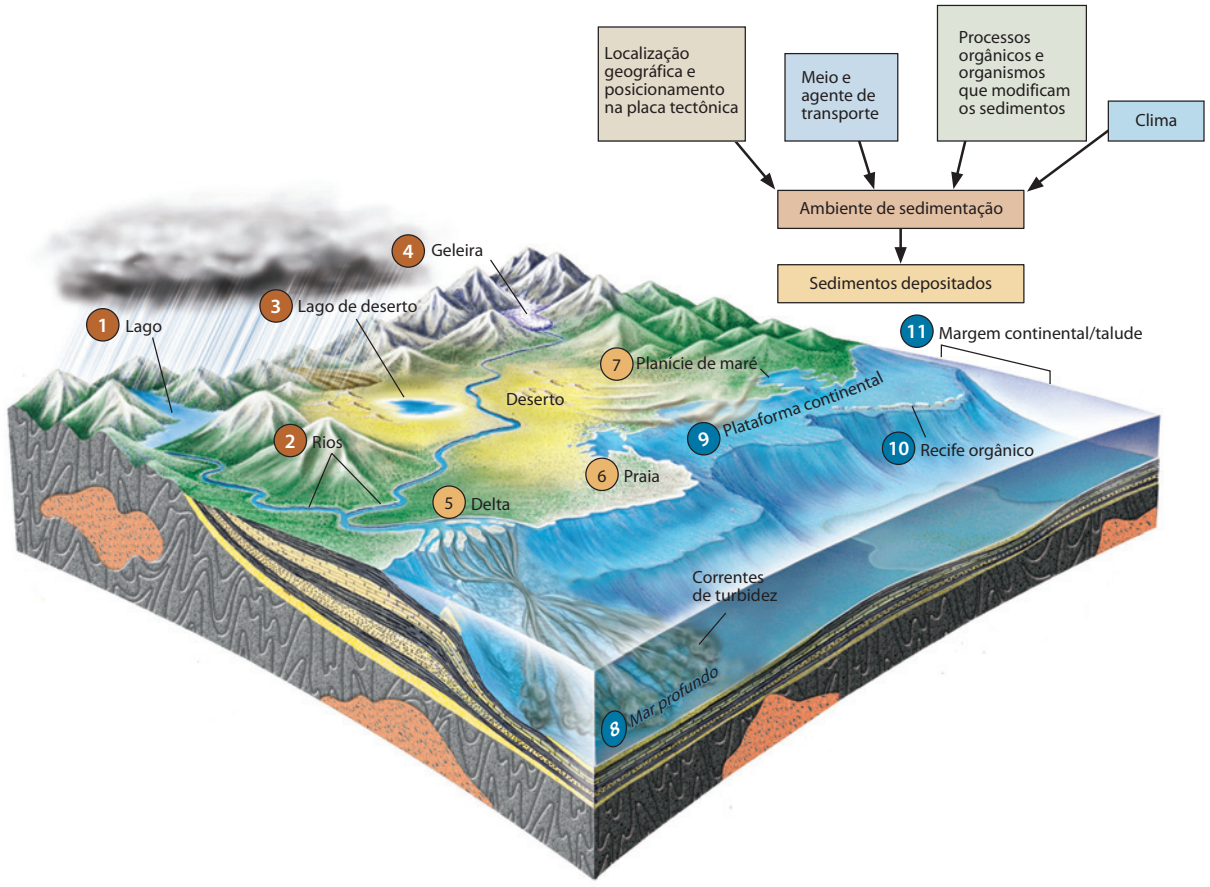
- Um *ambiente lacustre* é controlado pelas ondas relativamente pequenas e pelas correntes moderadas dos corpos interiores de água doce ou salina. A sedimentação química de matéria orgânica ou de carbonatos pode ocorrer em lagos de água doce. Os lagos salinos, como aqueles encontrados em desertos, evaporam e precipitam diversos minerais *evaporíticos*, como a halita. O Grande Lago Salgado[5] (EUA) é um exemplo.
- Um *ambiente aluvial* inclui o canal fluvial, as margens do canal e o fundo plano do vale, em ambas as margens do canal, que é inundado quando o rio transborda (a *planície de inundação*). Os rios estão presentes em todos os continentes, exceto na Antártida, de modo que os depósitos aluviais estão amplamente distribuídos. Os organismos são abundantes nos depósitos de inundação lamacentos e são responsáveis pelos sedimentos orgânicos que se acumulam em pântanos adjacentes aos canais fluviais. O clima varia de árido a úmido. Um exemplo é o rio Mississippi e suas planícies de inundação.
- Um *ambiente desértico* é árido. O vento e os rios que fluem de modo intermitente através dos desertos transportam areia e poeira. A aridez inibe o crescimento orgânico abundante, de modo que os organismos têm pouco efeito nos sedimentos. As dunas de areia do deserto são um exemplo desse ambiente.
- Um *ambiente glacial* é dominado pela dinâmica das massas de gelo em movimento e é caracterizado pelo clima frio. A vegetação está presente, mas tem pouco efeito no sedimento. Nas bordas de derretimento de uma geleira, as correntes da água do degelo formam um ambiente aluvial transicional.

## Ambientes costeiros

A dinâmica das ondas, das marés e das correntes em praias arenosas domina os ambientes costeiros (ver Figura 5.9):

- *ambientes deltaicos*, onde os rios desembocam em lagos ou no mar;
- *ambientes de planície de maré*, onde extensas áreas expostas na maré baixa são dominadas por correntes de maré;
- *ambientes praiais*, onde as ondas fortes que se aproximam e arrebentam no litoral distribuem os sedimentos na praia, depositando faixas de areia ou cascalho.

Na maioria dos casos, os sedimentos que se acumulam nos ambientes costeiros são siliciclásticos. Os organismos afetam esses sedimentos principalmente escavando-os e misturando-se a eles. Contudo, em alguns




| Ambientes continentais | 1 Lago | 2 Aluvial | 3 Desértico | 4 Glacial |
|---|---|---|---|---|
| Agente de transporte | Correntes lacustres, ondas | Correntes fluviais | Vento | Gelo, água de degelo |
| Sedimentos | Areia e lama, precipitados salinos em climas áridos | Areia, lama e cascalho | Areia e pó | Areia, lama e cascalho |
| Clima | Árido a úmido | Árido a úmido | Árido | Frio |
| Processos orgânicos | Organismos de água doce e precipitados | Matéria orgânica em depósitos lamosos de inundação | Pouca atividade orgânica | Pouca atividade orgânica |

| Ambientes costeiros | 5 Delta | 6 Praia | 7 Planícies de maré |
|---|---|---|---|
| Agente de transporte | Correntes fluviais, ondas | Ondas, correntes de maré | Correntes de maré |
| Sedimentos | Areia e lama | Areia e cascalho | Areia e lama |
| Clima | Árido a úmido | Árido a úmido | Árido a úmido |
| Processos orgânicos | Soterramento de detritos vegetais | Pouca atividade orgânica | Organismos misturados aos sedimentos |

| Ambientes marinhos | 8 Mar profundo | 9 Plataforma continental | 10 Recifes orgânicos | 11 Margem continental/talude |
|---|---|---|---|---|
| Agente de transporte | Correntes oceânicas Correntes de turbidez | Ondas e marés | Ondas e marés | Correntes oceânicas e ondas |
| Sedimentos | Lama e areia | Areia e lama | Organismos calcificados | Lama e areia |
| Processos orgânicos | Deposição de restos de organismos | Deposição de restos de organismos | Secreção de carbonatos por corais e outros organismos | Deposição de restos de organismos |

**FIGURA 5.9** ■ Vários fatores interagem para criar ambientes de sedimentação.

ambientes tropicais e subtropicais, partículas sedimentares, sobretudo sedimentos carbonáticos, podem ter origem biológica. Esses sedimentos biológicos também estão sujeitos ao transporte por ondas e correntes de maré.

## Ambientes marinhos

Os ambientes marinhos geralmente são subdivididos de acordo com a profundidade da água, que determina os tipos de correntes que estão presentes (ver Figura 5.9). Alternativamente, eles podem ser classificados com base na distância até a margem continental.

- *Ambientes de plataforma continental* estão localizados em águas rasas distantes das praias continentais, onde a sedimentação é controlada por correntes relativamente calmas. Esses sedimentos podem ser compostos tanto por partículas siliciclásticas quanto por carbonatos biogênicos, dependendo da quantidade de sedimentos siliciclásticos fornecidos pelos rios e da abundância de organismos que produzem carbonato. A sedimentação também pode ser química se o clima for árido e um braço do mar tornar-se isolado e evaporar.
- *Recifes orgânicos* são compostos por estruturas carbonáticas formadas de material secretado por organismos, construídas sobre as plataformas continentais ou em ilhas vulcânicas oceânicas.
- *Ambientes de encosta e de margem e talude continental* são encontrados nas águas mais profundas das margens continentais, onde o sedimento é depositado por correntes de turbidez. Uma *corrente de turbidez* é uma avalancha submarina turbulenta de sedimento e água que se move vertente abaixo. A maioria dos sedimentos depositados por correntes de turbidez é siliciclástico, mas em locais onde os organismos produzem sedimentos carbonáticos abundantes, os sedimentos de margem continental podem ser ricos em carbonatos.
- *Ambientes marinhos profundos* são encontrados distante dos continentes, onde as águas calmas são perturbadas apenas ocasionalmente por correntes oceânicas. Entre esses ambientes, pode-se citar o talude continental, que é construído por correntes de turbidez deslocando-se para longe das margens continentais; as planícies abissais, as quais acumulam sedimentos carbonáticos supridos predominantemente por esqueletos de plâncton; e as dorsais mesoceânicas.

## Ambientes de sedimentação siliciclásticos *versus* químicos e biológicos

Os ambientes de sedimentação podem ser agrupados não apenas por sua localização, mas também pelos tipos de sedimentos encontrados neles ou pelo processo dominante de formação de sedimentos. Os ambientes assim agrupados constituem duas classes amplas: ambientes de sedimentação siliciclásticos e ambientes de sedimentação químicos e biológicos.

Os ambientes de sedimentação siliciclásticos são aqueles constituídos predominantemente por sedimentos siliciclásticos. Eles incluem todos os ambientes continentais, bem como os ambientes costeiros, que servem de zonas de transição entre os ambientes continentais e os marinhos. Nessa categoria, estão também incluídos os ambientes oceânicos da plataforma continental, da margem continental e do assoalho oceânico profundo, onde areias e lamas siliciclásticas são depositadas (**Figura 5.10**). Os sedimentos desses ambientes siliciclásticos são frequentemente chamados de **sedimentos terrígenos**, para indicar sua origem no continente.

Ambientes de sedimentação químicos e biológicos são aqueles caracterizados principalmente pela precipitação química e biológica (Quadro 5.2).

*Ambientes carbonáticos* são locais marinhos onde o carbonato de cálcio, principalmente secretado por organismos, é o principal sedimento. Eles são, de longe, os mais abundantes ambientes de sedimentação químicos e biológicos. Centenas de espécies de moluscos e outros organismos invertebrados, bem como algas e os microrganismos calcários (contendo cálcio), secretam conchas ou esqueletos carbonáticos. Várias populações desses organismos vivem em diferentes profundidades da água, tanto em áreas calmas como em lugares onde as ondas e as correntes são fortes. Quando eles morrem, suas conchas se acumulam para formar o sedimento.

**QUADRO 5.2** Principais ambientes de sedimentação químicos e biológicos

| Ambiente | Agente de precipitação | Sedimentos |
|---|---|---|
| COSTEIRO E MARINHO | | |
| Carbonático (recifes, plataformas, mar profundo, etc.) | Organismos conquíferos, algumas algas; precipitação inorgânica da água do mar | Areias e lamas carbonáticas, recifes |
| Evaporito | Evaporação da água do mar | Gipsita, halita, outros sais |
| Silicosos (mar profundo) | Organismos conquíferos | Sílica |
| CONTINENTAL | | |
| Evaporito | Evaporação da água lacustre | Halita, boratos, nitratos, carbonatos e outros sais |
| Pântano | Vegetação | Turfa |

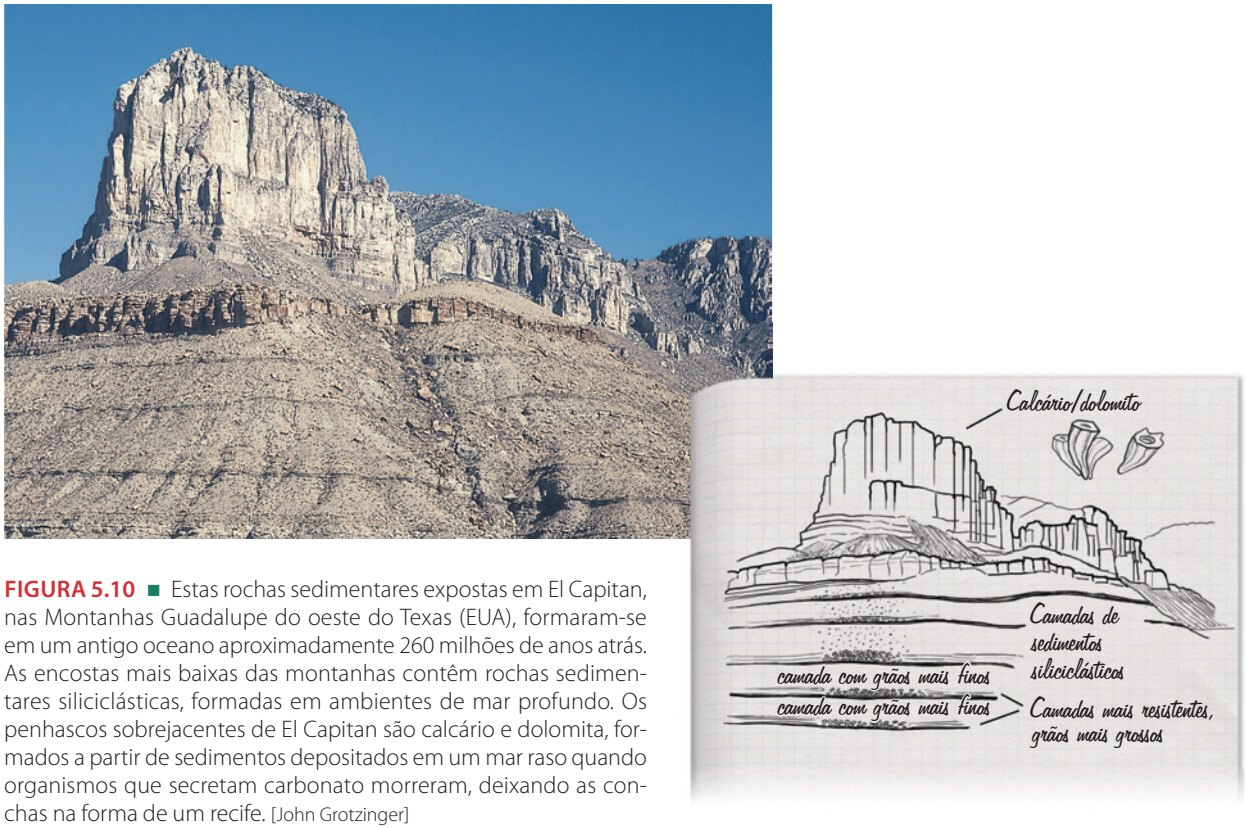



**FIGURA 5.10** ■ Estas rochas sedimentares expostas em El Capitan, nas Montanhas Guadalupe do oeste do Texas (EUA), formaram-se em um antigo oceano aproximadamente 260 milhões de anos atrás. As encostas mais baixas das montanhas contêm rochas sedimentares siliciclásticas, formadas em ambientes de mar profundo. Os penhascos sobrejacentes de El Capitan são calcário e dolomita, formados a partir de sedimentos depositados em um mar raso quando organismos que secretam carbonato morreram, deixando as conchas na forma de um recife. [John Grotzinger]

Os ambientes carbonáticos, com exceção daqueles de mar profundo, são encontrados predominantemente nas regiões oceânicas tropicais ou subtropicais mais quentes, onde florescem organismos que secretam carbonato. Essas regiões contêm recifes orgânicos, praias de areia carbonática, planícies de maré e margens carbonáticas rasas. Em poucos lugares, os sedimentos carbonáticos podem formar-se em águas mais frias, que são supersaturadas em carbonato – águas que geralmente estão abaixo de 20°C, como algumas regiões do Oceano Índico no sul da Austrália. Esses sedimentos carbonáticos são formados por um grupo muito limitado de organismos, sendo que a maioria deles secreta conchas de calcita.

*Ambientes silicosos* são ambientes marinhos profundos especiais, cujo nome se refere aos restos de carapaças silicosas neles depositados. Os organismos planctônicos que secretam sílica desenvolvem-se na superfície das águas, onde os nutrientes são abundantes. Quando morrem, suas carapaças assentam-se no assoalho do oceano e acumulam-se em camadas de sedimentos silicosos.

Um *ambiente evaporítico* forma-se em uma enseada ou braço de mar, onde a taxa de evaporação da água quente é maior que a mistura com a água do mar aberto com a qual está conectada. A taxa e o tempo de evaporação controlam a salinidade da água do mar submetida a esse processo e, assim, os tipos de sedimentos formados. Ambientes evaporíticos também se formam em lagos sem rios emissários. Tais lagos podem produzir sedimentos de halita, borato, nitratos e outros sais.

## Estruturas sedimentares

As **estruturas sedimentares** incluem todos os tipos de feições formadas durante a deposição. Sedimentos e rochas sedimentares são caracterizados por *acamamento*, ou *estratificação*, que ocorre quando *camadas* de sedimento com diferentes tamanhos ou composições de partícula são depositadas umas sobre as outras. Essas camadas variam de apenas alguns milímetros ou centímetros a metros, podendo atingir muitos metros de espessura. Grande parte do acamamento é horizontal, ou próximo a isso, no tempo de deposição. Alguns tipos de acamamento, entretanto, formam-se com altos ângulos em relação à horizontal.

### Estratificação cruzada

A **estratificação cruzada** consiste em conjuntos de material estratificado, depositado pelo vento ou pela água, nos quais as lâminas inclinam-se em relação à horizontal segundo ângulos de até 35° (**Figura 5.11**). Os estratos cruzados formam-se quando os grãos são depositados sobre os planos mais inclinados, no sentido da corrente (a jusante), das dunas de areia sobre o solo, ou das barras arenosas em rios e sob o mar. A estratificação cruzada em dunas arenosas depositadas pelo vento pode ser complexa, como resultado da rápida mudança das direções do vento (como na fotografia da abertura deste capítulo). A estratificação cruzada é comum em arenitos e é também encontrada em cascalhos e em alguns sedimentos carbonáticos. Ela é mais fácil de ser

observada em arenitos do que em areias, nas quais, geralmente, deve ser aberta uma trincheira ou, de outro modo, ser escavadas para se ver uma secção transversal delas.

## Estratificação gradacional

A **estratificação gradacional**[6] é mais abundante em sedimentos do talude continental e marinho profundo depositados por correntes de turbidez densas e lamacentas, que abraçam o fundo do oceano à medida que se movem encosta abaixo. Cada camada progride desde grãos grossos na base até grãos finos no topo. Conforme a corrente fica cada vez mais lenta, ela libera partículas progressivamente menores. A gradação indica uma diminuição da corrente que depositou os grãos. Um acamamento gradacional[7] consiste em uma série de camadas de grãos grossos a finos, cuja espessura varia, normalmente, desde poucos centímetros a muitos metros, as quais formavam leitos horizontais, ou próximos a isso, ao tempo de deposição. As acumulações de muitas camadas gradacionais individuais podem alcançar uma espessura total de centenas de metros. Um pacote de camadas formado como resultado da deposição de uma corrente de turbidez é chamado de *turbidito*.

## Marcas onduladas

As **marcas onduladas** ou ondulações são dunas de areia ou silte muito pequenas cuja dimensão mais longa está em ângulo reto com a corrente. Elas formam cristas, ou corrugações, pequenas e estreitas, geralmente de apenas um ou dois centímetros de altura, separadas por calhas mais largas. Essas estruturas sedimentares são comuns tanto em areias modernas como em arenitos antigos (**Figura 5.12**). As ondulações podem ser observadas nas superfícies das dunas expostas ao vento, em barras arenosas subaquáticas de correntes rasas e sob as ondas nas praias. Os geólogos podem distinguir ondulações simétricas feitas pelo vaivém das ondas em uma praia de ondulações assimétricas formadas por correntes movendo-se em uma única direção sobre barras arenosas fluviais ou dunas eólicas (**Figura 5.13**).

## Estruturas de bioturbação

A estratificação em muitas rochas sedimentares apresenta-se quebrada ou rompida por tubos aproximadamente cilíndricos, de poucos centímetros de diâmetro, que se estendem verticalmente através de muitas camadas. Essas estruturas sedimentares são remanescentes de furos e túneis escavados por moluscos, vermes e muitos outros organismos marinhos que vivem no fundo do mar. Tais organismos retrabalham os sedimentos existentes escavando através das lamas e areias – um processo chamado de **bioturbação**. Eles ingerem os sedimentos em busca das pequenas quantidades de material orgânico que contêm e deixam para trás sedimentos retrabalhados, que preenchem os furos (**Figura 5.14**). A partir das estruturas de bioturbação, os geólogos podem determinar o comportamento dos organismos que escavaram os sedimentos. Como o comportamento de organismos escavadores é controlado, em parte, por fatores ambientais, como força das correntes ou disponibilidade de nutrientes, as estruturas de bioturbação podem nos ajudar a reconstruir ambientes de sedimentação do passado.

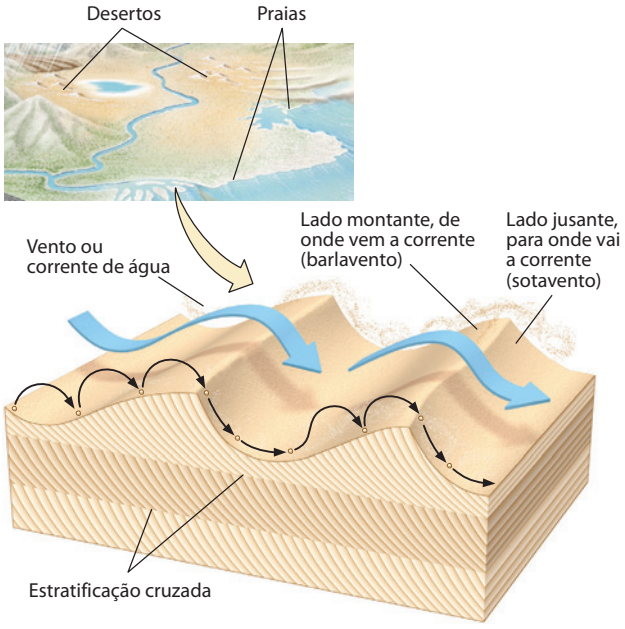
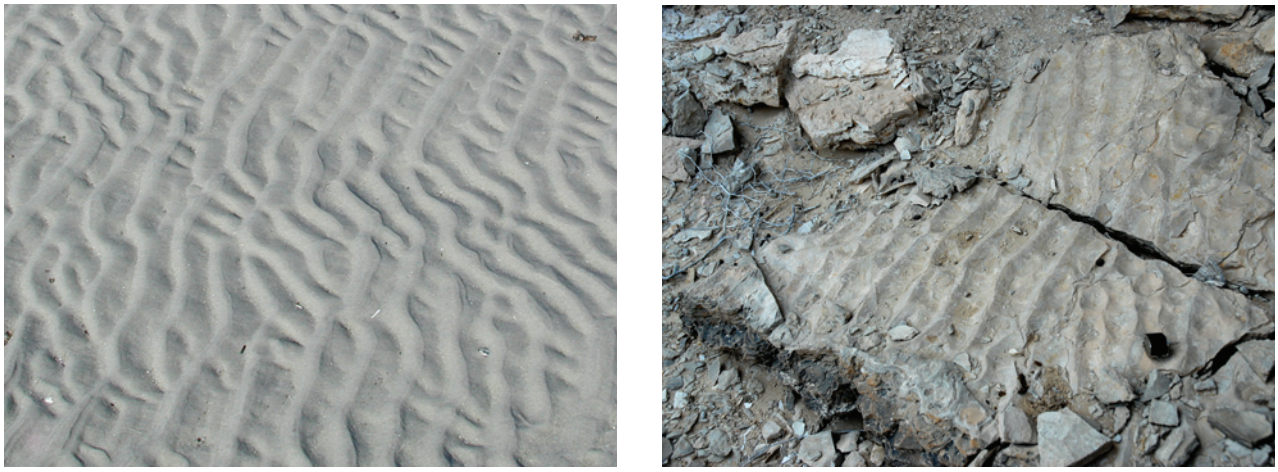



**FIGURA 5.11** ■ A estratificação cruzada forma-se quando os grãos são depositados sobre o plano mais íngreme e inclinado no sentido da corrente (para jusante) de uma duna ou marca ondulada.

## Ciclos sedimentares ou sucessões de camadas

Os **ciclos sedimentares** são estruturados por camadas intercaladas e verticalmente empilhadas de diferentes tipos de rochas sedimentares. Uma sucessão pode consistir em arenito com estratificação cruzada, sobreposto por siltito bioturbado, e este, por sua vez, superposto por arenito com marcas onduladas – em qualquer combinação de espessuras para cada tipo de rocha da sucessão.

Os ciclos de camadas ajudam os geólogos a reconstruir as maneiras pelas quais os sedimentos foram depositados e, com isso, fornecem ideias sobre a história dos eventos antigos que ocorreram na superfície terrestre. A **Figura 5.15** mostra um ciclo de camadas tipicamente formado por ambientes aluviais. Um rio deposita sucessões repetitivas que se formam quando o canal migra lateralmente no fundo do vale. A parte inferior de cada sucessão representa os sedimentos depositados na porção mais profunda do canal, onde as correntes são mais fortes. A parte mediana representa os sedimentos depositados nas porções mais rasas, onde as correntes são mais fracas, e a parte superior contém as camadas depositadas na planície de inundação. Um típico ciclo formado dessa maneira consistirá em sedimentos que gradam, em direção ao topo, desde grossos até finos. Essa sucessão pode ser repetida uma série de vezes se o rio migrar lateralmente.



(a) (b)

**FIGURA 5.12** ■ Marcas onduladas. (a) Marcas onduladas em areias de uma praia atual. (b) Marcas onduladas em um arenito antigo. [John Grotzinger]

A maioria dos ciclos sedimentares consiste em várias subdivisões em escalas menores. No exemplo mostrado na Figura 5.15, as camadas basais contêm estratificação cruzada. Essas camadas são sobrepostas por mais camadas com estratificação cruzada, mas as camadas são de menor porte. A estratificação horizontal ocorre no topo do ciclo sedimentar. Atualmente, existem avançados modelos computadorizados para analisar como os ciclos sedimentares foram depositados em ambientes aluviais.

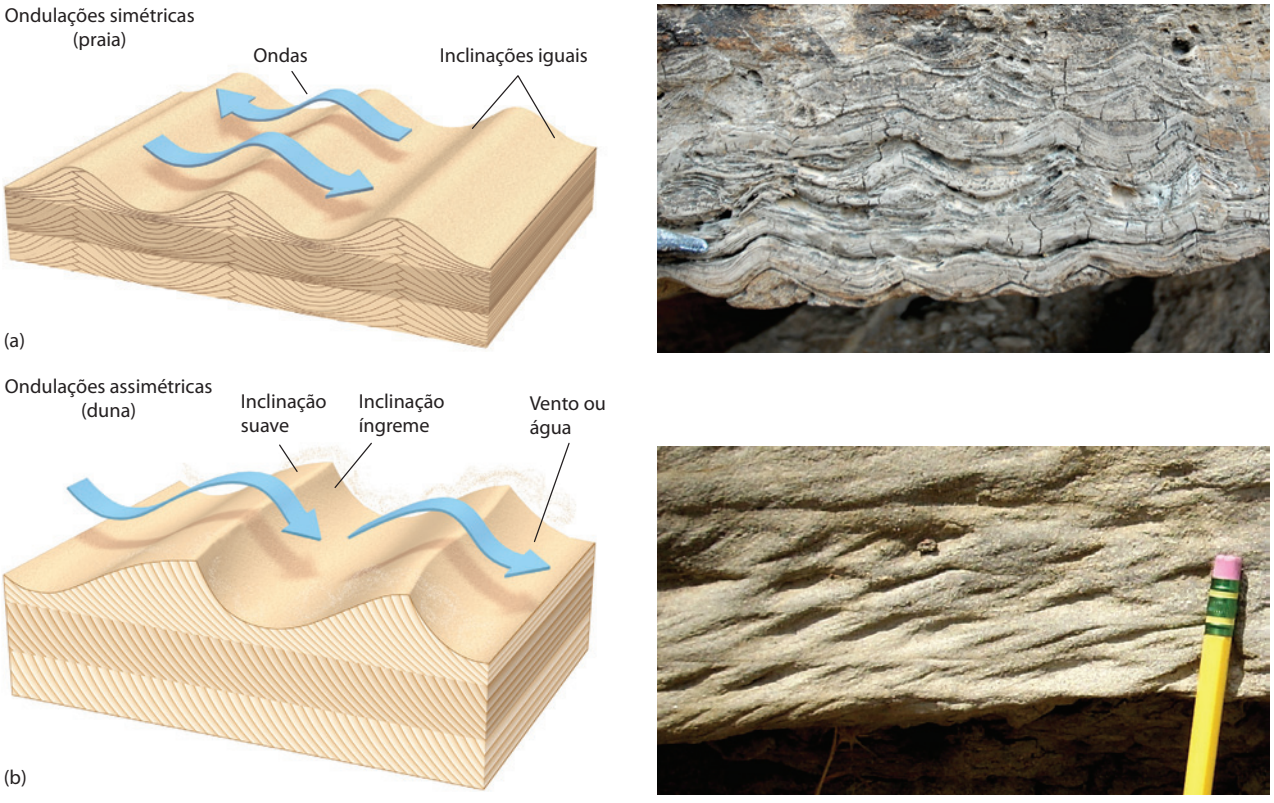



**FIGURA 5.13** ■ Os geólogos podem distinguir ondulações formadas pelas ondas de marcas onduladas formadas por correntes. (a) As formas das ondulações na areia de uma praia, produzidas pelo vaivém das ondas, são simétricas. (b) Já as ondulações em dunas eólicas e barras arenosas de rios, produzidas pelo movimento da corrente em uma única direção, são assimétricas. [John Grotzinger]

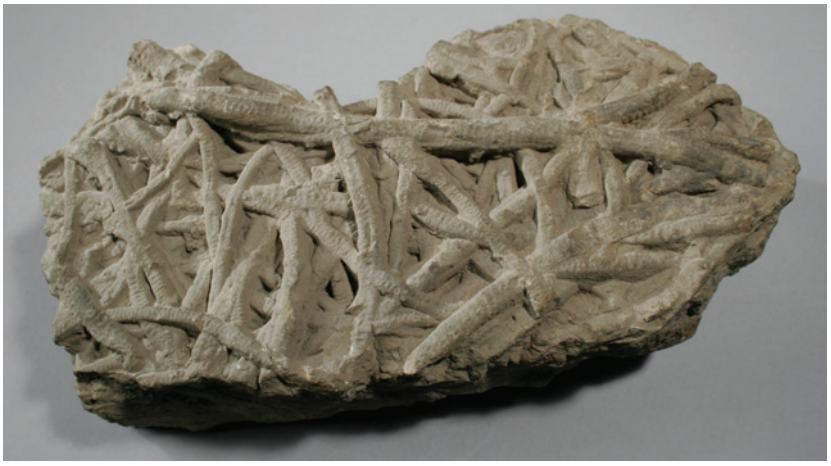


**FIGURA 5.14** ■ Estruturas de bioturbação. Esta rocha está entrecruzada por traços e túneis fossilizados, ancestralmente escavados na lama por organismos. [John Grotzinger/ Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

## Soterramento e diagênese: do sedimento à rocha

A maioria das partículas clásticas produzidas pelo intemperismo do solo terminam como sedimentos marinhos depositados em várias partes dos oceanos. Uma pequena quantidade de sedimentos siliciclásticos fica depositada nos terrenos continentais. Da mesma forma, a maioria dos sedimentos químicos e biológicos é depositada nos assoalhos dos oceanos, embora também se depositem em lagos e pântanos.

### Soterramento

Uma vez que os sedimentos cheguem até o assoalho dos oceanos, eles são ali aprisionados. O assoalho oceânico profundo é a deposição definitiva na bacia sedimentar e, para a maior parte dos sedimentos, seu último lugar de descanso. À medida que os sedimentos são soterrados sob novas camadas estão sujeitos a temperaturas e pressões cada vez maiores, bem como a mudanças químicas.

### Diagênese

Depois que os sedimentos são depositados e soterrados, estão sujeitos à **diagênese** – as várias mudanças físicas e químicas que resultam do aumento das temperaturas e pressões à medida que são soterrados a uma profundidade cada vez maior na crosta terrestre. Essas mudanças continuam até que os sedimentos ou rochas sedimentares sejam novamente expostos ao intemperismo ou metamorfizados pelo calor e pela pressão (**Figura 5.16**).

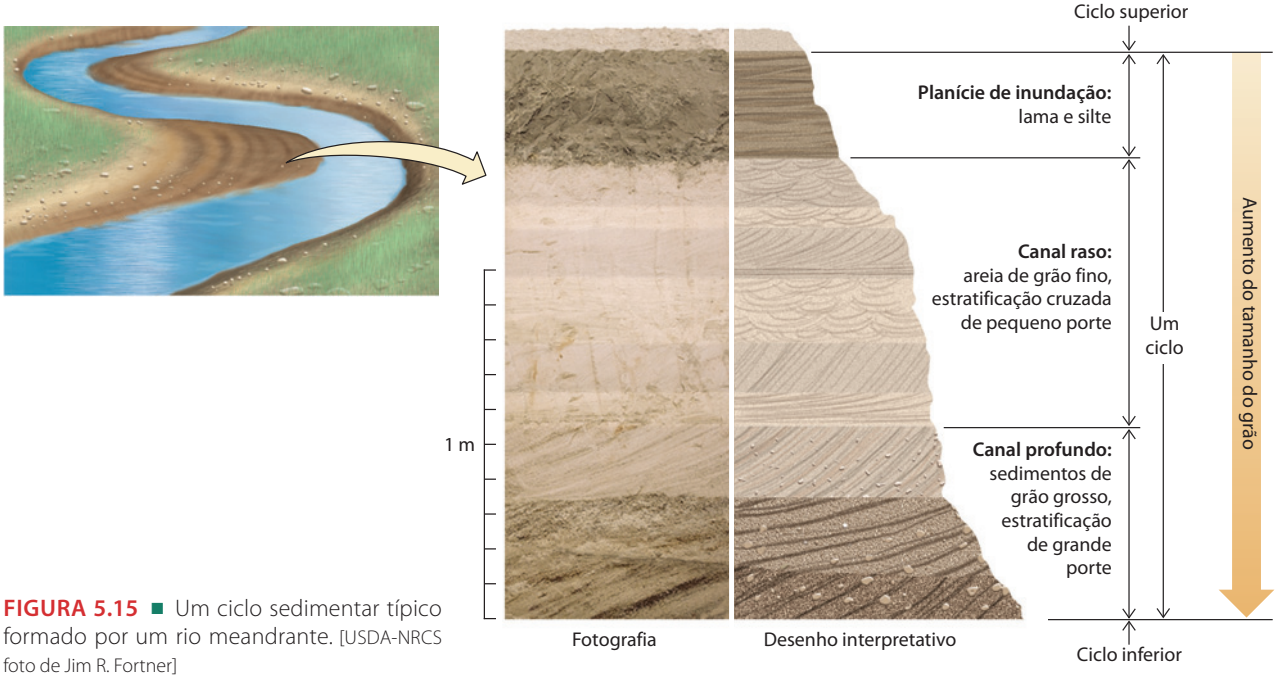



**FIGURA 5.15** ■ Um ciclo sedimentar típico formado por um rio meandrante. [USDA-NRCS foto de Jim R. Fortner]

A temperatura aumenta com a profundidade na crosta terrestre a uma taxa média de 30°C para cada quilômetro, embora exista certa variação dessa taxa entre as bacias sedimentares. Assim, a uma profundidade de 4 km, os sedimentos soterrados podem alcançar 120°C ou mais, temperatura em que certos tipos de matéria orgânica enterrada com os sedimentos podem ser convertidos em óleo ou gás (ver Geologia na Prática). A pressão também aumenta com a profundidade – a uma média aproximada de 1 atmosfera para cada 4,4 m. Esse aumento de pressão é responsável pela compactação dos sedimentos soterrados.

Os sedimentos soterrados também são continuamente banhados em água subterrânea repleta de minerais dissolvidos. Esses minerais podem precipitar nos poros entre as partículas sedimentares e uni-las – uma mudança química chamada de **cimentação**. A cimentação diminui a **porosidade**, a percentagem do volume de uma rocha que consiste em poros abertos entre os grãos. Em algumas areias, por exemplo, o carbonato de cálcio é precipitado como calcita, a qual atua como um cimento que liga os grãos e solidifica a massa resultante em um arenito (**Figura 5.17**). Outros minerais, como o quartzo, podem cimentar areias, lamas e cascalhos em arenitos, lamitos e conglomerados.

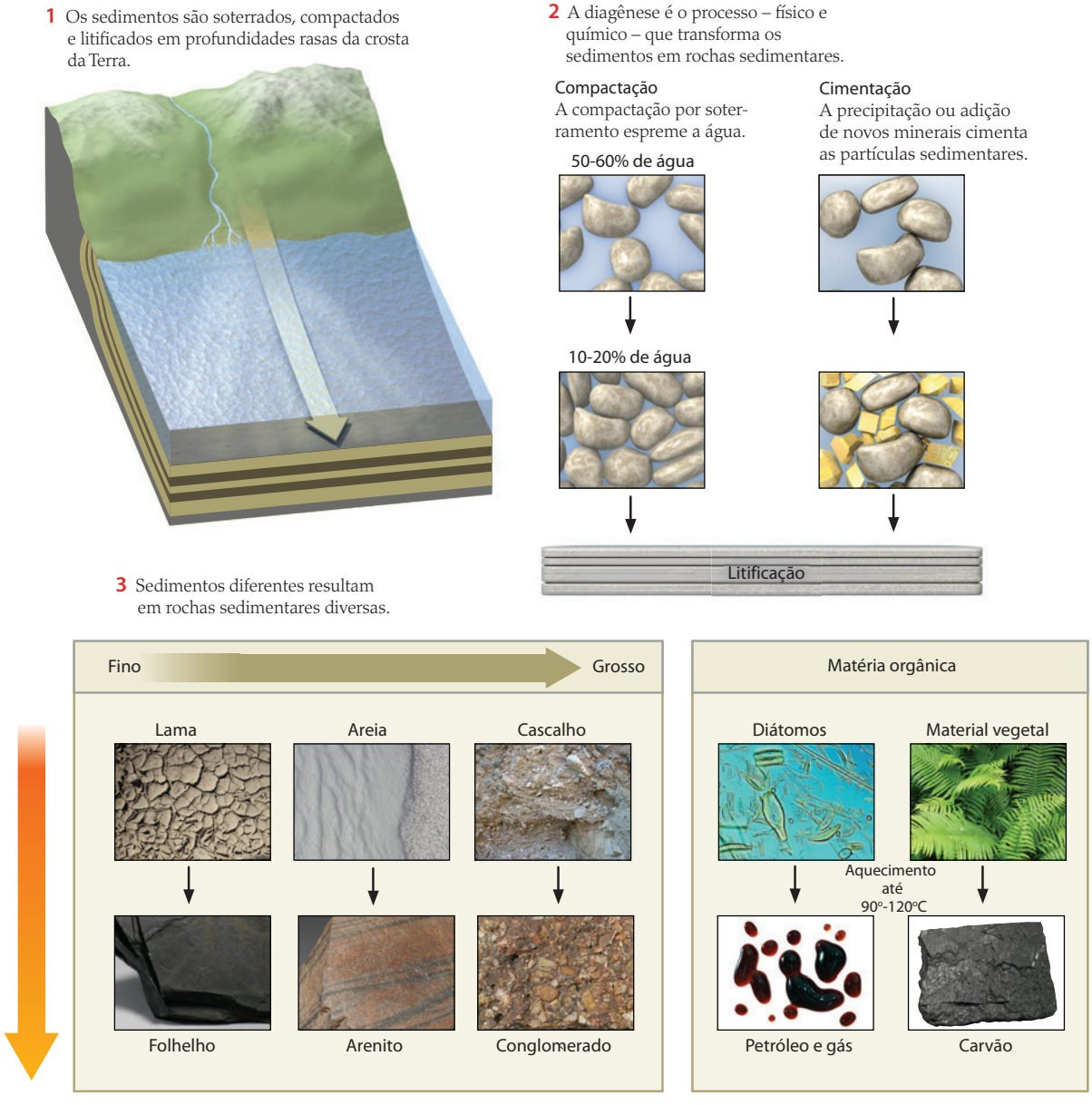



**FIGURA 5.16** ■ A diagênese é o conjunto de alterações físicas e químicas que converte os sedimentos em rochas sedimentares. [*lama, areia, cascalho*: John Grotzinger; *folhelho*: John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum; *arenito, conglomerado, carvão*: John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/MIT; *diatomáceas*: Mark B. Edlund/National Science Foundation; *material vegetal*: Kevin Rosseel; *petróleo e gás*: Wasabi/Alamy]

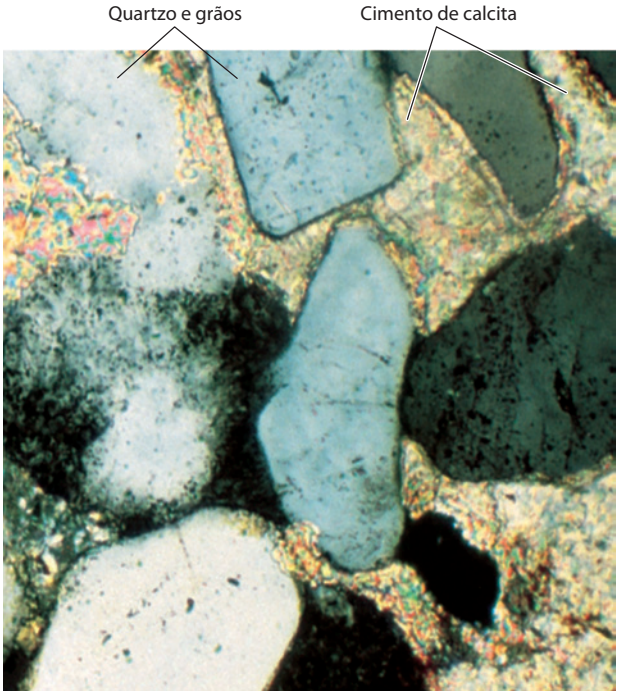



**FIGURA 5.17** ■ Esta microfotografia de um arenito mostra grãos de quartzo (branco e cinza) cimentados por calcita (cores vivas e variadas) introduzidas depois da deposição. [Peter Kresan]

A principal mudança da diagênese física é a **compactação**, um decréscimo no volume e na porosidade dos sedimentos. A compactação ocorre quando os grãos são comprimidos pelo peso dos sedimentos sobrepostos. Os grãos de areia, ao serem depositados, contêm relativamente poucos espaços vazios entre si, de modo que não se compactam muito mais. Entretanto, as lamas depositadas recentemente, inclusive aquelas carbonáticas, são altamente porosas. É comum que esse sedimento contenha mais de 60% de água em seus espaços porosos. Como resultado, as argilas compactam muito depois do soterramento, perdendo mais da metade de sua água.

Tanto a cimentação como a compactação resulta na **litificação**, o endurecimento de sedimentos moles em rocha.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Folhelhos ricos em matéria orgânica: onde procuramos petróleo e gás?

A busca por novos depósitos de petróleo e gás natural está enfrentando uma urgência cada vez maior, à medida que o suprimento de combustível definha e questões geopolíticas tornam as nações ávidas por produzir seu próprio fornecimento energético. A procura por esses depósitos deve ser orientada por uma compreensão de como e onde se formam o petróleo e o gás.

O primeiro passo na exploração de petróleo e gás é uma busca por rochas sedimentares formadas a partir de sedimentos com probabilidade de terem sido ricos em matéria orgânica. Assim que tais rochas são localizadas, o próximo passo é determinar com que profundidade foram soterradas e a temperatura máxima que podem ter atingido. Esses fatores determinam a potencialidade das rochas – sua probabilidade de conter petróleo ou gás.

Muitos sedimentos e rochas sedimentares de granulação fina, como o folhelho, contêm matéria orgânica. A subsidência de bacias sedimentares, combinada com a deposição de camadas sedimentares sobrepostas, pode resultar em um soterramento profundo desses sedimentos ricos em matéria orgânica. Conforme são soterrados a uma profundidade cada vez maior, os sedimentos tornam-se progressivamente mais quentes. A taxa pela qual as temperaturas aumentam com a profundidade é chamada de gradiente geotérmico (ver Capítulo 6).

Dependendo do gradiente geotérmico na bacia sedimentar, rochas sedimentares ricas em matéria orgânica podem, por fim, ficar quentes o bastante para que a matéria orgânica contida nelas seja transformada em petróleo ou em gás. Esse processo de transformação (descrito em maior detalhe no Capítulo 23) é conhecido como maturação. A maturação começa logo após a deposição dos sedimentos, mas aumenta drasticamente acima de 50°C. O petróleo é gerado à medida que os sedimentos são aquecidos a temperaturas entre 60°C e 150°C. A temperaturas mais altas, o petróleo torna-se instável e rompe-se, ou "quebra-se", para formar o gás natural.

Os geólogos descobriram folhelhos ricos em matéria orgânica na bacia de Rocknest, que tem um gradiente geotérmico de 35°C/km. O diagrama que acompanha este texto mostra a relação entre profundidade de soterramento, temperatura e as quantidades relativas de petróleo e gás formadas em folhelhos nessa bacia sedimentar. Presumindo que o pico da geração de petróleo ocorre a aproximadamente 100°C, calcule a profundidade em que esse pico ocorreria na bacia de Rocknest.

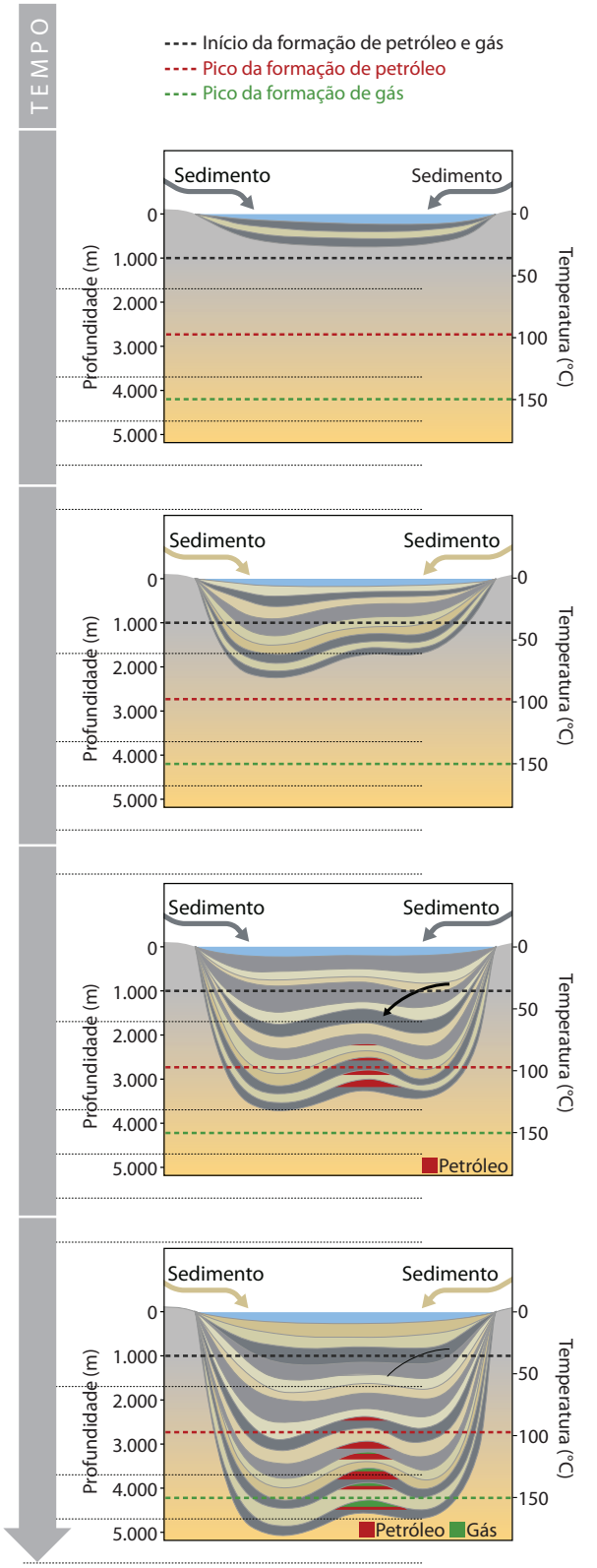
$$\text{Profundidade do pico de geração de petróleo} = \text{Temperatura do pico de geração de petróleo} \div \text{Gradiente geotérmico}$$

$$= 100°C \div 35°C/km$$

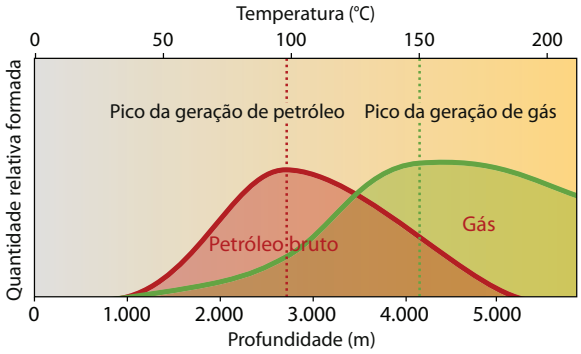
$$= 2{,}85 \text{ km } (2.850 \text{ m})$$

Se os folhelhos ricos em matéria orgânica na bacia de Rocknest estivessem soterrados a profundidades de 2.850 m ou mais, então seria esperado que houvesse petróleo na bacia. Porém, se a profundidade de soterramento fosse mais rasa do que 2.850 m, então a potencialidade da bacia seria minimizada.

***PROBLEMA EXTRA:*** A profundidade do pico de geração de petróleo na bacia de Rocknest é de 3.575 m. Reorganize a equação acima e encontre a solução para a temperatura em que haveria o pico da geração de gás.




Relação entre profundidade de soterramento, temperatura e os volumes relativos de petróleo e gás formados a partir da maturação de matéria orgânica nos folhelhos da bacia de Rocknest, que tem gradiente geotérmico de 35°C/km.




## Classificação dos sedimentos siliciclásticos e das rochas sedimentares

Podemos, agora, utilizar nosso conhecimento em sedimentação para classificar os sedimentos e seus equivalentes litificados, que são as rochas sedimentares. Como vimos, as principais classes existentes são, novamente, a siliciclástica e a química e biológica. Os sedimentos e rochas sedimentares siliciclásticos constituem mais de três quartos da massa total de sedimentos e rochas sedimentares da crosta terrestre (**Figura 5.18**). Começaremos, portanto, por eles.

Os sedimentos e as rochas sedimentares siliciclásticos são classificados, primeiramente, pelo tamanho dos grãos (Quadro 5.3):

- *grosso*: cascalho e conglomerado
- *médio*: areia e arenito
- *fino*: silte e siltito; lama, lamito e folhelho; argila e argilito[8]

A classificação das várias rochas e sedimentos siliciclásticos pelo tamanho de suas partículas põe em evidência um importante condicionante da sedimentação: a intensidade da corrente. Como já vimos, quanto maior a partícula, mais forte se faz necessária a corrente para carregá-la e depositá-la. Essa relação entre a intensidade da corrente e o tamanho da partícula é a razão pela qual partículas de mesmo tamanho tendem a se acumular em camadas diferentes. Isto é, geralmente as camadas de areia não contêm seixos ou lama e, na maioria dos casos, as lamas têm apenas partículas mais finas que areia.

Dentre os vários tipos de sedimentos e rochas sedimentares, os siliciclásticos de grãos finos são, de longe, os mais abundantes – cerca de três vezes mais comuns que os siliciclásticos mais grossos (Figura 5.18). Essa abundância dos siliciclásticos de grãos finos, que contêm maiores quantidades de argilominerais, deve-se ao intemperismo químico de argilominerais de grandes quantidades de feldspato e outros silicatos da crosta da Terra. A seguir, abordaremos mais detalhadamente cada um dos três grandes grupos de rochas e sedimentos siliciclásticos.

## Siliciclásticos de grão grosso: cascalho e conglomerado[9]

**Cascalho** é o sedimento mais grosso, consistindo em partículas com mais de 2 mm de diâmetro, incluindo seixos, calhaus e matacões. **Conglomerado** é o equivalente litificado do cascalho (**Figura 5.19a**). Seixos, calhaus e matacões são fáceis de se estudar devido a seus grandes tamanhos, que podem nos informar a velocidade das correntes que os transportaram. Ademais, sua composição nos conta sobre a natureza das áreas-fonte onde foram produzidos.

Em poucos ambientes, como rios de montanhas, praias rochosas com ondas altas e águas de degelo de geleiras, existem correntes fortes o suficiente para transportar seixos. Correntes fortes também transportam areia e quase sempre ela é encontrada entre os seixos. Uma parte dela foi depositada com o cascalho e outra parte infiltrou-se nos espaços entre os fragmentos depois que o cascalho foi depositado.

## Siliciclásticos de grão médio: areia e arenito[10]

As **areias** consistem em partículas de tamanho médio, cujo diâmetro varia desde 0,062 até 2 mm. Esses sedimentos são movidos até mesmo por correntes moderadas, como aquelas dos rios, ondas nos litorais e ventos que sopram a areia nas dunas. As partículas de areia são grandes o suficiente para serem vistas a olho nu e muitas de suas características são facilmente reconhecidas com o uso de uma simples lupa de mão. O equivalente litificado da areia é o **arenito** (ver Figura 5.19b).

Tanto os hidrogeólogos como os geólogos do petróleo têm um interesse especial pelos arenitos. Os hidrogeólogos examinam sua origem para predizer possíveis suprimentos de água em áreas com arenitos porosos, como aquelas encontradas nas planícies do oeste norte-americano.[11] Os geólogos do petróleo precisam saber sobre a porosidade e cimentação dos arenitos, pois boa parte do petróleo e do gás descobertos nos últimos 150 anos foi encontrada em reservatórios areníticos. Além disso, grande parte do urânio utilizado em usinas nucleares e bombas atômicas é proveniente do urânio diagenético de arenitos.

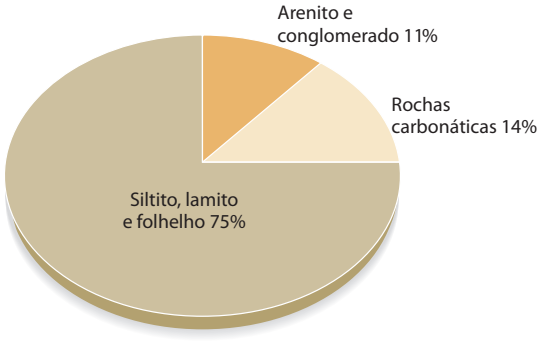



**FIGURA 5.18** ■ A abundância relativa dos principais tipos de rochas sedimentares. Em comparação com estes três tipos, todos os demais – evaporitos, sílex e outras rochas sedimentares químicas – existem somente em pequenas quantidades.

**TAMANHOS E FORMAS DOS GRÃOS DE AREIA** As partículas siliciclásticas de tamanho médio – areias – são subdivididas em finas, médias e grossas. O tamanho médio dos grãos de qualquer arenito pode ser um importante indício tanto da força da corrente que os transportou como do tamanho dos cristais erodidos da rocha-matriz. A variedade e a abundância relativa dos diversos tamanhos também são significativas. Se todos os grãos são próximos do tamanho médio, diz-se que a areia é bem selecionada. Se muitos grãos são maiores ou menores que a média, a areia é pobremente selecionada (ver Figura 5.6). O grau de seleção pode ajudar a distinguir, por exemplo, entre areias de praias (bem selecionadas) e areias lamosas depositadas por geleiras (pobremente selecionadas). As formas dos grãos de areia também podem ser importantes indicadores de sua origem. Assim como os seixos, os grãos de areia são arredondados durante o transporte. A existência de grãos angulosos indica que percorreram distâncias pequenas, enquanto grãos arredondados indicam um longo caminho percorrido, como ocorre em um grande sistema fluvial (ver Figura 5.7).

**QUADRO 5.3** Principais classes de rochas sedimentares e sedimentos siliciclásticos

| Tamanho da partícula | Sedimento | Rocha |
|---|---|---|
| GROSSO | CASCALHO | |
| Maior que 256 mm | Matacão | Conglomerado |
| 256-64 mm | Calhau | |
| 64-2 mm | Seixo | |
| MÉDIO | | |
| 2-0,062 mm | AREIA | Arenito |
| FINO | LAMA | |
| 0,062-0,0039 mm | Silte | Siltito |
| Menor que 0,0039 mm | Argila | Lamito (fratura em bloco)<br>Folhelho (rompe ao longo do acamamento)<br>Argilito |

(a) Conglomerado (b) Arenito (c) Folhelho

**FIGURA 5.19** ■ Exemplos das três principais classes de rochas sedimentares siliciclásticas. [*conglomerado e arenito*: John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/MIT; *folhelho*: John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

**MINERALOGIA DE AREIAS E ARENITOS** Dentro de cada categoria, os siliciclásticos podem ser, ainda, subdivididos de acordo com a composição mineralógica, a qual pode ajudar a identificar a rocha-matriz. Assim, há arenitos que são ricos em quartzo e, outros, em feldspato. Certas areias são bioclásticas e formam-se quando materiais como o carbonato, originalmente depositado como conchas, são quebrados e transportados por correntes. Assim, a composição mineralógica das areias e arenitos indica a área-fonte que foi erodida para produzir os grãos. A presença de plagioclásios sódicos e feldspatos potássicos com bastante quartzo, por exemplo, pode indicar que os sedimentos foram erodidos a partir de um terreno granítico. Outros minerais, como será abordado no Capítulo 6, seriam indicativos de rochas parentais metamórficas.

A composição mineralógica das areias e arenitos pode também indicar o posicionamento na placa tectônica da rocha-matriz. Arenitos contendo abundantes fragmentos de rochas vulcânicas máficas, por exemplo, são derivados de arcos vulcânicos de zonas de subducção.

**PRINCIPAIS TIPOS DE ARENITOS** Os arenitos são classificados em vários grupos principais, de acordo com sua mineralogia e textura (**Figura 5.20**):

- O **quartzarenito**[12] é constituído quase inteiramente por grãos de quartzo, geralmente bem selecionados e arredondados. Essa areia de puro quartzo resulta de um extenso intemperismo que ocorreu desde antes e, também, durante o transporte, removendo tudo, exceto o quartzo, que é o mineral mais estável.
- O **arcózio** ou arenito feldspático[13] contém mais de 25% de feldspato. Os grãos tendem a ser mal arredondados e menos selecionados que os quartzarenitos. Esse arenito rico em feldspato provém de terrenos graníticos e metamórficos rapidamente erodidos, onde o intemperismo químico é subordinado ao físico.
- O **arenito lítico**[14] contém muitos fragmentos derivados de rochas de textura fina, predominantemente folhelhos, rochas vulcânicas e rochas metamórficas de grão fino.
- A **grauvaca**[15] é uma mistura heterogênea de fragmentos rochosos e grãos angulares de quartzo e feldspato, sendo os grãos arenosos envolvidos por uma matriz argilosa de grãos finos. A maior parte dessa matriz é formada por alteração química, compactação e deformação mecânica de fragmentos de rocha relativamente moles, como folhelhos e algumas rochas vulcânicas, após soterramento profundo da formação arenítica.

## Siliciclásticos de grão fino

Os sedimentos e rochas sedimentares siliciclásticos de grão mais fino são os siltes e siltitos; as lamas, lamitos e folhelhos; e as argilas e argilitos. As partículas desses sedimentos variam bastante sua composição mineralógica e diâmetro, embora todas sejam menores que 0,062 mm. Os sedimentos de grão fino são depositados pelas correntes mais suaves, as quais permitem que se assentem lentamente até o fundo tranquilo das águas.

**SILTE E SILTITO** O **siltito** é o equivalente litificado do **silte**, um sedimento siliciclástico cuja maioria dos grãos tem um diâmetro entre 0,0039 e 0,062 mm. A aparência dos siltitos é semelhante à dos lamitos ou dos arenitos de grãos muito finos.

**LAMA, LAMITO E FOLHELHO LAMOSO** A **lama** é um sedimento siliciclástico, misturado com água, em que a maioria das partículas é menor que 0,062 mm de diâmetro. Assim, a lama pode ser constituída por sedimentos de tamanho de silte ou argila ou também por diversas proporções de ambos. Esse termo geral é muito utilizado no trabalho de campo, pois frequentemente é difícil distinguir-se entre sedimentos de tamanho de silte ou argila sem um estudo detalhado com o uso de microscópio.

Lamas são depositadas por rios e marés. Depois que um rio inundou sua planície fluvial e a enchente recuou, a corrente diminui e a argila se deposita, sendo que parte dela contém abundante matéria orgânica. Essa lama contribui para a fertilidade das porções mais baixas do vale fluvial. As lamas também são deixadas para trás pelas marés vazantes em muitas planícies de maré, onde a ação das ondas é bran-

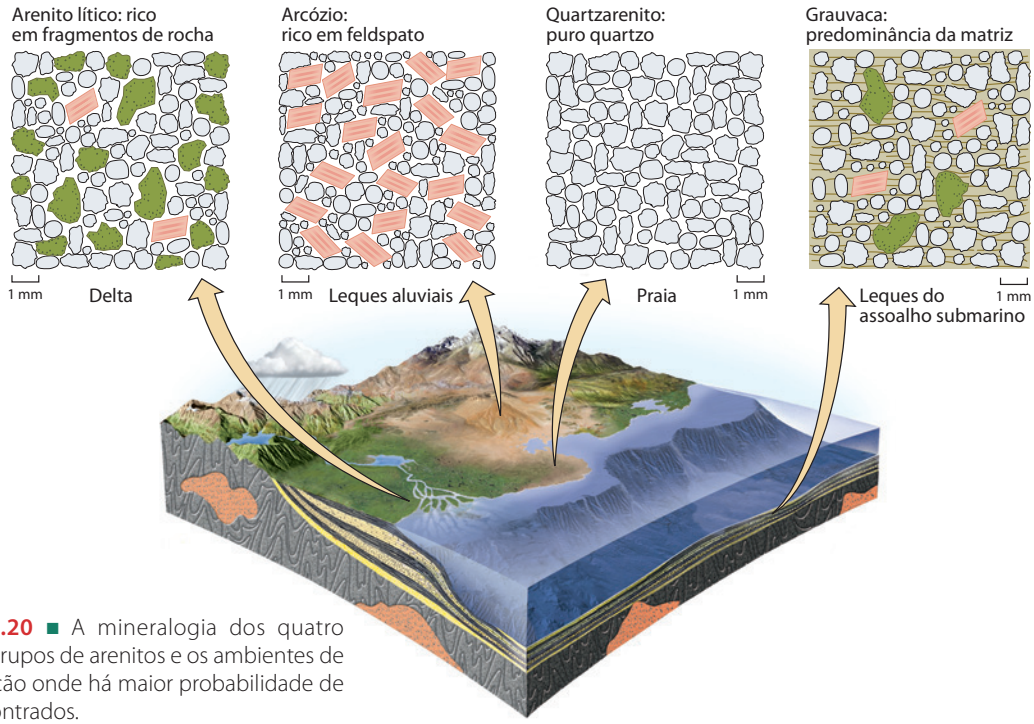



**FIGURA 5.20** ■ A mineralogia dos quatro principais grupos de arenitos e os ambientes de sedimentação onde há maior probabilidade de serem encontrados.

da. Grande parte do assoalho do oceano profundo, onde as correntes são fracas ou ausentes, é coberta por lama.

As rochas de grão fino equivalentes da lama são o lamito e o folhelho. Os **lamitos** são maciços e exibem laminação incipiente ou nenhuma. Às vezes, a estratificação fica bem marcada quando os sedimentos se depositam, mas é perdida com a bioturbação. Os **folhelhos** (ver Figura 5.19c) são compostos de silte e de uma quantidade significativa de argila, que causa a facilidade de rompimento dessa rocha ao longo dos planos de acamamento. Muitas lamas, lamitos e folhelhos têm mais de 10% de carbonato, formando depósitos de folhelhos calcários. Os folhelhos pretos ou carbonosos contêm abundante matéria orgânica. Alguns são chamados de folhelhos oleígenos ou pirobetuminosos, contendo grande quantidade de matéria orgânica oleígena, a qual os torna importantes fontes de óleo.

**ARGILA E ARGILITO** A **argila** é o mais abundante componente dos sedimentos de grão fino e das rochas sedimentares e consiste predominantemente em argilominerais. O diâmetro das partículas de tamanho argila é menor que 0,0039 mm. As rochas que consistem exclusivamente em partículas de tamanho argila são chamadas de **argilitos**.

## Classificação dos sedimentos químicos e biológicos e das rochas sedimentares

As rochas sedimentares e os sedimentos químicos e biológicos são classificados pela sua composição química (ver Quadro 5.4). Os geólogos fazem uma distinção entre sedimentos químicos e biológicos não só por conveniência, mas para enfatizar a importância dos organismos como os principais mediadores desse tipo de sedimentação. Os dois tipos de sedimentos podem nos trazer informações sobre condições químicas no oceano, que é o ambiente predominante de deposição.

## Rochas e sedimentos carbonáticos

A maioria das **rochas carbonáticas** e dos **sedimentos carbonáticos** formam-se da acumulação e litificação de minerais carbonáticos precipitados direta ou indiretamente por organismos. O mais abundante desses minerais carbonáticos é a calcita (carbonato de cálcio, $CaCO_3$); além disso, a maioria dos sedimentos carbonáticos contém aragonita, uma forma menos estável de carbonato de cálcio. Alguns organismos precipitam calcita, outros, aragonita e, ainda outros, ambos. Durante o soterramento e a diagênese, os sedimentos carbonáticos reagem com a água para formar um novo conjunto de minerais carbonáticos.

A rocha sedimentar biológica litificada a partir de sedimentos carbonáticos mais comum é o **calcário**, composto principalmente de calcita (**Figura 5.21a**). O calcário é formado a partir de areias e lamas carbonáticas e, em alguns casos, de recifes antigos (ver Figura 5.10).

Uma outra rocha carbonática abundante é o **dolomito**, constituído do mineral dolomita, que é composto de carbonato de cálcio e magnésio. Os dolomitos são sedimentos carbonáticos e calcários diageneticamente alterados. O mineral dolomita não se forma como precipitado primário a partir da água do mar comum, e nenhum organismo secreta conchas desse mineral. Em vez disso, alguns íons de cálcio na calcita ou na aragonita originais de um sedimento

**QUADRO 5.4** Classificação de rochas sedimentares e sedimentos químicos e biológicos

| Sedimento | Rocha | Composição química | Minerais |
|---|---|---|---|
| BIOLÓGICO | | | |
| Areia e lama (originalmente bioclásticos) | Calcário | Carbonato de cálcio ($CaCO_3$) | Calcita, aragonita |
| Sedimentos silicosos | Sílex | Sílica ($SiO_2$) | Opala, calcedônia e quartzo |
| Turfa, matéria orgânica | Orgânicas | Compostos de carbono; carbono combinado com oxigênio e hidrogênio | (carvão, petróleo, gás) |
| Originalmente não sedimentar (formado pela diagênese) | Fosforito | Fosfato de cálcio ($Ca_3[PO_4]_2$) | Apatita |
| QUÍMICO | | | |
| Originalmente não sedimentar (formado pela diagênese) | Dolomito | Carbonato de magnésio e cálcio ($CaMg[CO_3]_2$) | Dolomita |
| Sedimento de óxido de ferro | Formação ferrífera | Silicato de ferro; óxido ($Fe_2O_3$); carbonato | Hematita, limonita, siderita |
| Sedimento evaporítico | Evaporito | Cloreto de sódio (NaCl); sulfato de cálcio ($CaSO_4$) | Gipsita, anidrita, halita e outros sais |

carbonático são trocados por íons magnésio da água do mar (ou de águas subterrâneas ricas nesse íon) que lentamente passam pelos poros do sedimento. Isso converte o mineral carbonato de cálcio, $CaCO_3$, em dolomita, $CaMg(CO_3)_2$.

**PRECIPITAÇÃO BIOLÓGICA DIRETA DE SEDIMENTOS CARBONÁTICOS** As rochas carbonáticas são abundantes devido aos grandes volumes de minerais de cálcio e carbonato dissolvidos na água do mar, que os organismos podem converter diretamente em conchas. O cálcio é suprido pela alteração dos feldspatos e de outros minerais de rochas ígneas e metamórficas. Os minerais carbonáticos derivam do dióxido de carbono da atmosfera. O cálcio e o carbonato provêm do intemperismo fácil de calcários dos continentes.

A maioria dos sedimentos carbonáticos de ambientes marinhos rasos é bioclástica. Eles foram originalmente secretados como conchas por organismos que vivem próximos à superfície ou no fundo dos oceanos. Após a morte dos organismos, eles se quebram, produzindo conchas ou fragmentos de conchas que constituem partículas individuais, ou *clastos*, de sedimento carbonático. Esses sedimentos são encontrados em ambientes tropicais e subtropicais das ilhas do Pacífico ao Caribe e às Bahamas.[16] Há maior acessibilidade para estudo dos sedimentos carbonáticos nesses espetaculares lugares turísticos, mas é no mar profundo que a maior quantidade de carbonato está hoje depositada.

A maioria dos sedimentos carbonáticos depositados nas planícies abissais dos oceanos é originada de conchas e esqueletos de **foraminíferos** (ver Figura 3.1b) e de outros organismos planctônicos que vivem nas superfícies das águas e secretam carbonato de cálcio. Quando os organismos morrem, suas conchas e esqueletos assentam-se no fundo do mar e lá se acumulam como sedimentos.

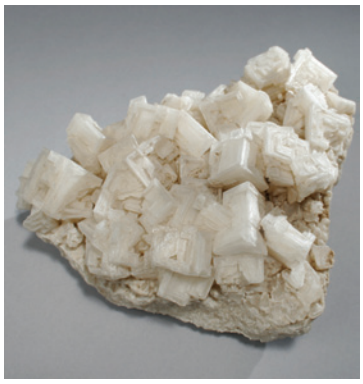
Os **recifes** são estruturas orgânicas com a forma de um morrote arredondado ou de uma crista alongada, constituídos por esqueletos de carbonato de cálcio de milhões de organismos. Nos mares quentes atuais, a maioria dos recifes é composta por corais, embora haja a contribuição de centenas de outros organismos, como as algas, mariscos e caracóis. Em contraste com o sedimento mole e solto produzido em outros ambientes, o recife forma uma estrutura de calcita sólida e aragonita rígida e resistente à ação das ondas, que é construída até um pouco acima do nível do mar. A calcita e a aragonita sólidas do recife são produzidas diretamente pela ação de organismos que cimentam carbonato; não há estágio algum de sedimentos moles.

Os recifes de coral podem dar origem a *plataformas carbonáticas*: extensas áreas rasas, como aquelas das Bahamas, onde sedimentos carbonáticos biológicos e não biológicos são depositados (**Figura 5.22**). As plataformas carbonáticas, tanto no passado geológico como no presente, estão entre os mais importantes ambientes carbonáticos. A construção de plataformas carbonáticas envolve a interação da hidrosfera, da biosfera e da litosfera (ver Jornal da Terra 5.1). O processo inicia com um recife que encerra e abriga uma área de água oceânica rasa, conhecida como *laguna*. Organismos que secretam carbonato proliferam dentro e ao redor da laguna, e os sedimentos carbonáticos formam-se depressa, enquanto na parte externa do recife no oceano aberto a sedimentação é muito mais lenta. Neste ponto, a plataforma carbonática tem uma morfologia em *aclive*, com encostas suaves que conduzem a águas mais profundas. À medida que a sedimentação na laguna continua a sobrepujar o recife, a plataforma fica mais alta, desenvolvendo uma morfologia de *plataforma margeada*. Abaixo das margens estão encostas íngremes com sedimentos carbonáticos soltos, derivados dos materiais das margens.

**RECIFES E PROCESSOS EVOLUTIVOS** Os recifes atuais são construídos principalmente por corais; mas, em épocas mais antigas, eles eram construídos por outros organismos, como uma variedade agora extinta de moluscos (**Figura 5.23**). As rochas e os sedimentos carbonáticos formados de recifes são um registro da diversificação e extinção de organismos

(a) Calcário

(b) Gipsita



(c) Halita

(d) Sílex

**FIGURA 5.21** ■ Rochas sedimentares químicas e biológicas: (a) calcário, litificado a partir de sedimentos carbonáticos; (b) gipsita e (c) halita, evaporitos marinhos que se cristalizam em bacias oceânicas de águas rasas; e (d) sílex, constituído de sedimentos de sílica. [John Grotzinger/ Ramón Rivera-Moret/ Harvard Mineralogical Museum]

construtores de recifes ao longo do tempo geológico. Esse registro mostra-nos como a mudança ecológica e ambiental pode ajudar a regular os processos da evolução.

Hoje, efeitos naturais e produzidos pela humanidade[17] ameaçam o crescimento dos recifes de coral, os quais são muito sensíveis às mudanças ambientais. Em 1998, um evento El Niño (descrito no Capítulo 15) elevou as temperaturas da superfície do mar até um ponto no qual muitos recifes no oeste do Oceano Índico morreram. Os recifes das Ilhas da Flórida estão próximos do fim por uma razão completamente diferente: estão ganhando algo bom em quantidades excessivas. Ocorre que as águas subterrâneas originadas nas fazendas da Península da Flórida estão se infiltrando próximas aos recifes e expondo-os a concentrações letais de nutrientes.

**PRECIPITAÇÃO BIOLÓGICA INDIRETA DE SEDIMENTOS CARBONÁTICOS** Uma fração significativa da lama carbonática depositada em lagunas e plataformas carbonáticas rasas é indiretamente precipitada da água do mar. Microrganismos podem ajudar a facilitar esse processo, mas seu papel ainda é incerto. Eles podem ajudar a deslocar o equilíbrio de íons cálcio ($Ca^{2+}$) e carbonato ($CO_3^{2-}$) na água do mar ao redor deles, de modo a formar carbonato de cálcio ($CaCO_3$). Os microrganismos podem precipitar minerais carbonáticos apenas se o ambiente externo já contiver abundância de íons cálcio e carbonato. Neste caso, as substâncias químicas que os microrganismos emitem na água do mar causam a precipitação dos minerais. Em contraste, os organismos com conchas secretam minerais carbonáticos continuamente como parte normal do seu ciclo de vida.

## Rochas e sedimentos evaporíticos: produtos da evaporação

As **rochas evaporíticas** e os **sedimentos evaporíticos** são precipitados quimicamente pela evaporação da água do mar ou, em alguns casos, de lagos.

**EVAPORITOS MARINHOS** Os evaporitos marinhos são rochas sedimentares e sedimentos químicos formados pela evaporação da água do mar. Os sedimentos e as rochas produzidos nesses ambientes contêm minerais formados pela cristalização de cloreto de sódio (halita), sulfato de cálcio (gipsita e anidrita) e outras combinações de íons comumente encontradas na água do mar. À medida que a evaporação avança, a concentração de sais na água do mar torna-se mais alta e os minerais passam a se cristalizar em uma série sequencial. À proporção que os íons se precipitam para formar cada mineral, a água do mar residual vai mudando de composição.

A água do mar tem a mesma composição em todos os oceanos, o que explica por que os evaporitos marinhos são tão parecidos no mundo inteiro. Não importa onde ela evapora, pois sempre se forma a mesma sequência de minerais. A história dos minerais evaporíticos mostra que a composição dos oceanos do mundo permanece mais ou menos

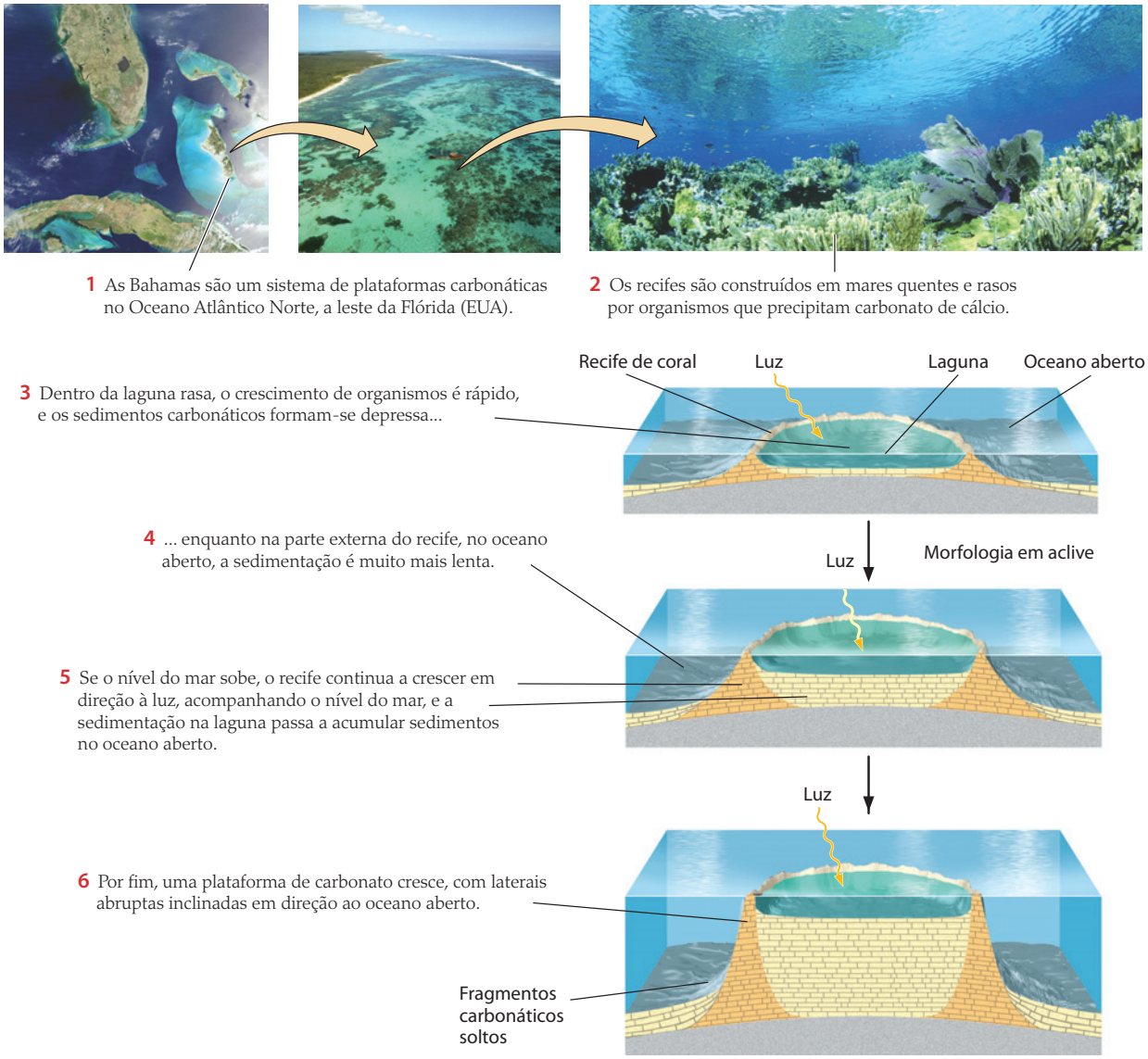



**FIGURA 5.22** ■ Os organismos marinhos criam plataformas carbonáticas. [*esquerda*: NASA; *centro*: Joseph R. Melanson/Aerials Only Photographs; *direita*: Stephen Frink/Index Stock Imagery]

constante há 1,8 bilhão de anos. Antes desse tempo, entretanto, a sequência de precipitação pode ter sido diferente, indicando que era outra a composição da água do mar.

O grande volume de muitos evaporitos marinhos, que chegam a ter algumas centenas de metros de espessura, mostra que eles não poderiam ter se formado a partir de pequenas quantidades de água, como aquelas represadas em baías ou lagos rasos. Uma imensa quantidade de água do mar deve ter evaporado. A maneira como tal quantidade de água do mar evapora é muito clara em baías ou braços de mar onde se verificam as seguintes condições (**Figura 5.24**):

- O suprimento de água doce por rios é pequeno.
- As conexões com o mar aberto são restritas.
- O clima é árido.

Em tais lugares, a água evapora constantemente, mas as conexões permitem que a água do mar flua para repor a água evaporada na baía. Como resultado, essas águas permanecem com volume constante, mas tornam-se mais salinas que as do oceano aberto. As águas da baía mantêm-se mais ou menos constantemente supersaturadas e os minerais evaporíticos depositam-se continuamente no assoalho da bacia evaporítica.

À medida que a água do mar evapora, os primeiros precipitados que se formam são os carbonatos. A continuidade da evaporação leva à precipitação da gipsita, sulfato de cálcio ($CaSO_4 \bullet 2H_2O$) (ver Figura 5.21b). Quando a gipsita se precipita, já não resta quase íon carbonato algum na água. A gipsita é o principal constituinte do gesso e é utilizada para fabricar argamassa, que reveste as paredes das habitações modernas.

## Jornal da Terra

### 5.1 Os recifes de corais e atóis de Darwin

Há mais de 200 anos, os recifes de corais têm atraído exploradores e escritores de livros de viagens. Desde que Charles Darwin navegou os oceanos a bordo do Beagle, de 1831 a 1836, esses recifes também têm sido assunto de discussão científica. Darwin foi um dos primeiros a analisar a geologia dos recifes de corais, e sua teoria da origem dos mesmos ainda é aceita nos dias de hoje.

Os recifes de corais que Darwin estudou eram atóis, isto é, ilhas no oceano aberto com forma de lagunas circulares. A parte mais externa de um recife é uma frente resistente à ação das ondas, ligeiramente submersa, com uma forte inclinação em direção ao oceano. A frente do recife é composta por esqueletos entrelaçados de corais e algas calcíferas, formando um calcário duro e resistente. Internamente à frente recifal há uma plataforma plana que se estende em direção à laguna rasa, em cujo centro pode estar situada uma ilha. Partes do recife, bem como a parte central da ilha, estão acima do nível da água e podem tornar-se vegetadas. Uma grande quantidade de espécies animais e vegetais pode habitar o recife e a laguna.

Os recifes de corais geralmente são limitados a águas com menos de 20 m de profundidade porque, abaixo disso, a água do mar não transmite luz suficiente para permitir o crescimento da estrutura recifal. Como, então, um atol poderia ser construído desde o assoalho do oceano profundo e escuro? Darwin propôs que o processo inicia com um vulcão emergindo na superfície a partir do assoalho oceânico e formando uma ilha. À medida que o vulcão se torna temporária ou permanentemente inativo, os corais e as algas colonizam a margem da ilha e constroem recifes de franja. A erosão pode então rebaixar a ilha vulcânica até quase o nível do mar.

Atol de Bora Bora, no Oceano Pacífico Sul. Organismos recifais construíram uma barreira no entorno de uma ilha vulcânica, formando uma laguna protegida. [Jean-Marc Truchet/Stone/Getty Images]

Com o avanço continuado da evaporação, o mineral halita (NaCl) – um dos sedimentos químicos mais comuns precipitados com a evaporação da água do mar – começa a se formar (ver Figura 5.21c). A halita, como você deve estar lembrado do Capítulo 3, é o sal de cozinha. O substrato rochoso da cidade de Detroit, Michigan (EUA), é composto por camadas de sal que se depositaram pela evaporação de um braço de oceano antigo e que são exploradas comercialmente.

Nos estágios finais da evaporação, depois que o cloreto de sódio foi esgotado, os cloretos e sulfatos de magnésio e potássio precipitam-se. As minas de sal próximas a Carlsbad, Novo México, contêm quantidades comercializáveis de cloreto de potássio. Essa substância é frequentemente utilizada como substituto do sal de cozinha pelas pessoas que sofrem restrições alimentares.

Essa sequência de precipitação tem sido estudada nos laboratórios e é equivalente às sequências sedimentares encontradas em certas formações salinas naturais. Grande parte dos evaporitos do mundo consiste em espessas sequências de dolomita, gipsita e halita e não contém os precipitados dos estágios finais. Muitos sequer chegam a precipitar a halita. A ausência dos estágios finais indica que a água não evaporou completamente, mas foi reposta por água do mar normal enquanto a evaporação continuava.

**EVAPORITOS NÃO MARINHOS** Sedimentos evaporíticos também se formam em lagos de regiões áridas que caracteristicamente têm poucos ou nenhum rio desembocan-

ESTÁGIO 1
Um vulcão é soerguido a partir do assoalho oceânico.

Vulcão extinto

Recife de franja

ESTÁGIO 2
O vulcão torna-se inativo e é erodido. Um recife de franja se forma.

Recife

Laguna

ESTÁGIO 3
A placa oceânica entra em subsidência, levando a ilha vulcânica com ela. O recife cresce, mantendo sua posição em relação à subida do nível do mar.

Laguna

ESTÁGIO 4
À medida que a subsidência continua, o recife cobre completamente a ilha vulcânica soterrada.

Evolução de um atol a partir da subsidência de uma ilha vulcânica, como foi primeiramente proposto por Charles Darwin no século XIX.

Darwin supôs que, se tais ilhas vulcânicas entrassem em subsidência lenta, submergindo abaixo das ondas, um ativo crescimento de corais e algas poderia compensar esse rebaixamento por meio da construção continuada do recife. Dessa forma, a ilha vulcânica desapareceria e nos depararíamos com um atol. Mais de 100 anos depois de Darwin ter proposto sua teoria, perfurações profundas em vários atóis penetraram nas rochas vulcânicas abaixo do calcário coralino, confirmando-a. E, algumas décadas mais tarde, a teoria da tectônica de placas explicou tanto o vulcanismo como a subsidência que resultaram do resfriamento e da contração da placa oceânica.

do neles. Em tais lagos, o nível da água é controlado pela evaporação, e a chegada de sais vem do intemperismo químico acumulado. O Grande Lago Salgado, em Utah (EUA), é um dos mais bem conhecidos deste tipo. No clima seco de Utah, a evaporação supera o influxo de água doce dos rios e da chuva. Como resultado, os íons dissolvidos concentrados no lago tornam-no um dos corpos de água mais salgados do mundo – oito vezes mais que a água do mar. Os sedimentos formam-se quando esses íons precipitam-se.

Em regiões áridas, pequenos lagos podem coletar sais incomuns, como boratos (compostos do elemento boro), e alguns se tornam alcalinos. A água deste tipo de lago é venenosa. Fontes de boratos e nitratos (minerais contendo o elemento nitrogênio) economicamente viáveis são encontradas em sedimentos sob alguns desses lagos.

## Outros sedimentos químicos e biológicos

Os minerais carbonáticos secretados por organismos são a principal fonte de sedimentos biológicos, e os minerais precipitados da água do mar em evaporação são a principal fonte de sedimentos químicos. Porém, existem diversos sedimentos químicos e biológicos menos comuns que são localmente abundantes. Entre eles estão o sílex, o carvão, o fosforitos, o minério de ferro e os sedimentos ricos em carbono orgânico que produzem petróleo e gás natu-

**FIGURA 5.23** ■ Calcário recifal feito de moluscos extintos (rudistas) na formação Shuiba, do Cretáceo, localizada em Omã. [John Grotzinger]

ral. A função dos processos biológicos em comparação aos químicos na formação desses sedimentos é variável.

**SEDIMENTOS SILICOSOS: FONTE DE SÍLEX** Uma das primeiras rochas sedimentares utilizadas para fins práticos por nossos ancestrais pré-históricos foi o **sílex**, que é feito de sílica ($SiO_2$) (Figura 5.21d). Os caçadores primitivos utilizavam essa rocha para fazer pontas de flecha e outros tipos de instrumentos, pois ela podia ser lascada e adquirir o formato de instrumentos duros e afiados. Um nome comum do sílex é *flint*,[18] que é utilizado como sinônimo. Na maioria dos sílex, a sílica encontra-se na forma de quartzo cristalino extremamente fino. Parte do sílex de idade geológica recente consiste na opala, uma variedade de sílica não tão bem cristalizada.

Assim como o carbonato de cálcio, grande parte do sedimento silicoso é precipitada por processos biológicos na forma de conchas de sílica e secretada por organismos planctônicos que vivem no oceano profundo e acumulam-se como camadas de sedimento. Depois que esses sedimentos são soterrados por sedimentos posteriores, eles são cimentados, formando o sílex. Ele também pode se formar como nódulos e massas irregulares em substituição ao carbonato em calcários e dolomitos.

**SEDIMENTOS FOSFÁTICOS** Dentre vários outros tipos de sedimentos depositados por processos químicos ou biológicos na água do mar, podem-se citar os fosfatos. O **fosforito**, às vezes chamado de *rocha fosfática*, é composto de fosfato de cálcio que se precipita da água do mar rica nesse composto, em margens continentais onde emergem correntes de água fria e profunda contendo este e outros nutrientes. Os organismos desempenham um importante papel na criação de água rica em fosfato, e as bactérias que vivem no enxofre podem ter uma função central na

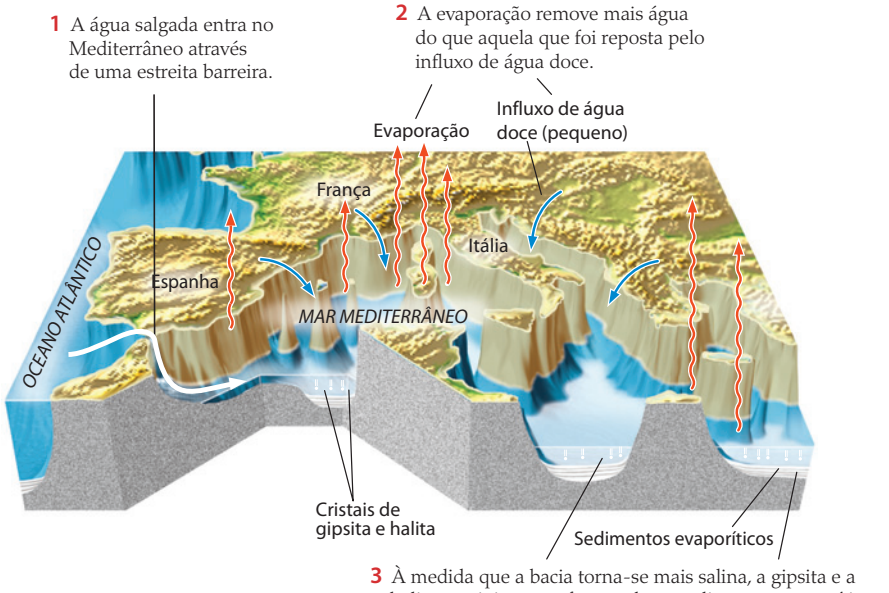



**FIGURA 5.24** ■ Um ambiente evaporítico marinho do passado. O clima mais seco da Época Miocena tornou o Mar Mediterrâneo mais raso do que é hoje, e sua conexão restrita com o oceano aberto criou condições favoráveis à formação de evaporitos. À medida que a água do mar evaporava, a gipsita precipitava-se para formar sedimentos evaporíticos. O posterior aumento na salinidade levou à cristalização da halita. (Neste bloco-diagrama, a profundidade da bacia foi exagerada.)

precipitação de minerais fosfáticos. O fosforito forma-se diageneticamente pela interação entre sedimentos lamosos ou carbonáticos e a água rica em fosfato.

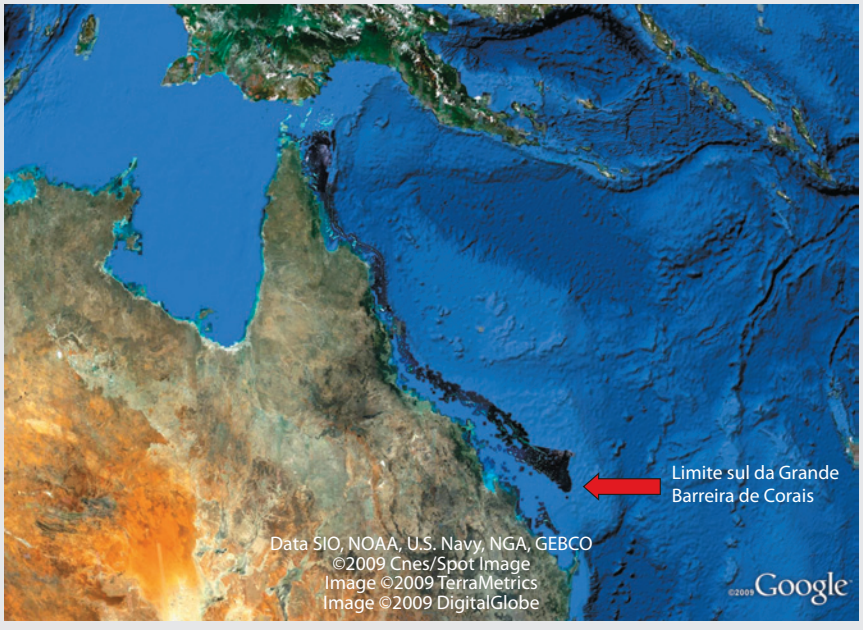
**SEDIMENTOS FERRUGINOSOS: A FONTE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS** **Formações ferríferas** são rochas sedimentares que normalmente contêm mais de 15% de ferro na forma de óxidos desse elemento, além de alguns silicatos e carbonatos de ferro. Acreditava-se que os óxidos de ferro tinham origem química, mas há evidências atuais de que talvez tenham se precipitado indiretamente por microrganismos. A maioria dessas rochas formou-se em uma época remota da história da Terra, quando havia menos oxigênio na atmosfera, e, como resultado, o ferro dissolvia-se mais facilmente. Na forma solúvel, o ferro foi transportado para o mar e, onde o oxigênio estava sendo produzido por microrganismos, ele reagiu com esse oxigênio e precipitou-se da solução na forma de óxidos de ferro (ver Capítulo 11).

**PARTÍCULAS ORGÂNICAS: FONTE DE CARVÃO, ÓLEO E GÁS** O **carvão** é uma rocha sedimentar biológica composta quase inteiramente de carbono orgânico formado pela diagênese de restos da vegetação de pântanos. Em ambientes pantanosos, a vegetação pode ser preservada durante décadas em pântanos e se acumular como matéria orgânica concentrada, a **turfa**, a qual contém mais de 50% de carbono. Se a turfa for, por fim, soterrada, ela pode transformar-se em carvão. O carvão é classificado como **rocha sedimentar orgânica**, cujo grupo consiste inteiramente ou parcialmente em depósitos ricos em carbono orgânico formados pela decomposição de restos de vegetais que foram soterrados.

Tanto em águas de lagos como de oceanos, os restos de algas, bactérias e outros organismos microscópicos podem acumular-se em sedimentos como matéria orgânica, que, por sua vez, pode ser transformada, por diagênese, em petróleo e gás. O **petróleo** e o **gás natural** são fluidos que normalmente não são classificados com as rochas sedimentares. Entretanto, eles podem ser considerados sedimentos orgânicos, pois se formam pela diagênese desse material nos poros das rochas sedimentares. O soterramento profundo transforma a matéria orgânica originalmente depositada junto com sedimentos inorgânicos em fluido que, então, migra para outras formações porosas e lá fica aprisionado. O óleo e o gás são encontrados principalmente em arenitos e calcários.

À medida que o suprimento de óleo e gás começa a diminuir, aumentam os desafios para os geólogos. Esses desafios incluem a descoberta de novos campos de petróleo e a extração do que sobrou nos campos existentes. Em última análise, é a disponibilidade de sedimentos orgânicos que limita quando óleo e gás podem ser encontrados. Esses sedimentos foram mais abundantes em alguns períodos da história da Terra e formaram-se com mais facilidade em determinadas partes do planeta. Portanto, existem restrições geológicas que devemos aprender a aceitar. Mas podemos aprender a ser mais inteligentes na exploração do pouco óleo que resta, e a necessidade de geólogos bem treinados nunca foi tão grande como agora.

## *Projeto no Google Earth*



Os sedimentos são depositados em ambientes geológicos específicos, onde ocorre a formação de rocha sedimentar. Sobretudo, os processos que transformam o sedimento em rocha sedimentar acontecem próximo à superfície terrestre e sempre envolvem a presença de água líquida em alguma forma. Assim, o Google Earth é uma ferramenta ideal para interpretar e avaliar o espectro de ambientes em que as rochas sedimentares se formam.

Entre esses ambientes de sedimentação únicos estão as plataformas carbonáticas. Essas plataformas formam-se quando íons dissolvidos na água marinha precipitam-se para formar sedimentos carbonáticos. Esse processo é geralmente controlado por organismos. Considere a Grande Barreira de Corais na costa nordeste da Austrália. Lá, você verá um ambiente de sedimentação impulsionado pelos ciclos de vida de pequenos organismos marinhos e pela água em que vivem rica em calcita. Qual é a causa da cor verde-azul característica daquela água, e como os minerais solúveis, como $CaCO_3$, precipitaram-se como sedimentos no fundo oceânico? Avalie a geometria da feição do recife e seus limites geográficos ao norte e ao sul. Agora compare a geometria da Grande Barreira de Corais com um ambiente carbonático um pouco diferente. Viaje pelas águas equatoriais do atol de Bora Bora, no Oceano Pacífico Sul e veja a diferença entre os depósitos carbonáticos. Por que o recife tem forma circular, e o que o inspirou a começar a crescer lá? Essas questões e muitas outras podem ser exploradas usando a interface do Google Earth.

**LOCALIZAÇÃO** Grande Barreira de Corais, nordeste da costa da Austrália, e atol de Bora Bora, Oceano Pacífico Sul.

**OBJETIVO** Explorar uma área de deposição sedimentar importante em um ambiente de sedimentação moderno.

**REFERÊNCIA** Figura 5.18 e Jornal da Terra 5.1

1. Navegue até a Grande Barreira de Corais no nordeste da costa da Austrália e use o *zoom* para atingir uma altitude de 20 km na Ilha Pipon, em Queensland, Austrália. Observe o material branco ao redor da própria ilha e ao longo da costa da península, ao sul (no continente australiano). Com base na investigação das imagens (use o *zoom* livremente), como você caracterizaria esse material branco? Certifique-se de incluir padrões vistos na distribuição desse material costeiro ao escolher uma resposta.
   *a.* Sedimento carbonático não consolidado
   *b.* Grandes depósitos de matacões
   *c.* Areia de olivina cimentada
   *d.* Lamito siliclástico deltaico

2. Da Ilha Pipon, use o *zoom* para alterar a altitude para 2.300 km e analise o comprimento das feições do recife em alto-mar, paralelamente à costa. Use a ferramenta de medição de trajeto do Google Earth para determinar o comprimento aproximado desse sistema de recife.
   *a.* 2.000 km
   *b.* 1.400 km
   *c.* 2.800 km
   *d.* 750 km

3. Observe que a Grande Barreira de Corais fornece alguma proteção ao ambiente costeiro onde está presente. À medida que você seguir o recife na direção sul, ele torna-se menos distinto e oferece menor proteção costeira. Na extremidade sul do recife, ondas do Pacífico Sul aberto estão livres para quebrar na costa australiana, garantindo um dos melhores lugares do mundo para a prática do surfe. Em aproximadamente qual latitude no sentido sul o sistema de recife termina?
   *a.* 10°30′23″S; 143°30′06″E
   *b.* 17°56′25″S; 146°42′57″E
   *c.* 24°39′49″S; 153°15′18″E
   *d.* 21°06′31″S; 151°38′53″E

4. Dando continuidade às questões 2 e 3, a Grande Barreira de Corais oferece proteção à linha costeira da Austrália e permite a ocorrência de processos sedimentares. Conforme nos distanciamos do equador para latitudes de 25°S, fica claro que a formação de recifes é interrompida. Considere as condições em que organismos construtores de recifes precipitam carbonato de cálcio. Qual poderia ser o principal fator relacionado ao clima que controla o limite sul da Grande Barreira de Corais?
   *a.* Temperaturas da superfície marinha menores do que 18°C
   *b.* A profundidade da água oceânica ao longo da costa ao sul
   *c.* A quantidade de sedimento nas praias próximas a Brisbane
   *d.* A cor da água do mar ao longo da costa ao sul de 25°

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Agora vamos viajar para climas mais quentes digitando "atol de Bora Bora" na janela de busca do Google Earth e usando o *zoom* para atingir uma altitude de 20 km assim que chegar lá. Em contraste com a Grande Barreira de Corais, essa ilha no Pacífico Sul tem um sistema de recife bastante limitado, embora apresente uma geometria única. A formação de um atol como esse envolve uma relação exclusiva entre fatores bióticos e geológicos. A partir de sua observação e exploração do atol, qual par de fatores bióticos e abióticos reflete de modo mais adequado a relação existente aqui?
   *a.* Pássaros e praias de areia de quartzo
   *b.* Recifes de corais e ilhas vulcânicas
   *c.* Foraminíferos e afloramentos de folhelho marinho
   *d.* Baleias e plataformas carbonáticas

## RESUMO

***Quais são os principais processos formadores das rochas sedimentares?*** O intemperismo e a erosão produzem as partículas clásticas que compõem os sedimentos e, também, os íons e moléculas dissolvidos que se precipitam para formar os sedimentos biológicos e químicos. A erosão mobiliza as partículas produzidas por intemperismo. As correntes de água e vento e o fluxo do gelo transportam os sedimentos para seus lugares definitivos de acumulação, os sítios de sedimentação. A deposição (também chamada de sedimentação) é o assentamento de partículas ou precipitação de minerais para formar camadas de sedimentos. A litificação e a diagênese comprimem e endurecem os sedimentos, transformando-os em rochas sedimentares.

***Quais são as duas principais subdivisões dos sedimentos e das rochas sedimentares?*** Os sedimentos e as rochas sedimentares são classificados como siliciclásticos ou químicos e biológicos. Os sedimentos siliciclásticos formam-se a partir de fragmentos de rochas parentais resultantes do intemperismo físico e químico e são transportados até bacias sedimentares por água, vento ou gelo. Os sedimentos químicos e biológicos originam-se de minerais dissolvidos na água e transportados por ela. Por meio de reações químicas e biológicas, esses minerais são precipitados da solução para formar os sedimentos.

***Como são classificados os principais tipos de sedimentos siliciclásticos? E os químicos e biológicos?*** Os sedimentos e as rochas sedimentares siliciclásticos são classificados pelo tamanho de suas partículas. As três principais classes, em ordem decrescente de tamanho de partícula, são os siliciclásticos de grão grosso (cascalhos e conglomerados); siliciclásticos de grão médio (areias e arenitos); e siliciclásticos de grão fino (siltes e siltitos; lamas, lamitos e folhelhos; argilas e argilitos). Esse método de classificação dos sedimentos enfatiza a importância da energia da corrente que transporta os sedimentos. As rochas sedimentares e os sedimentos químicos e biológicos são classificados com base na sua composição química. As rochas carbonáticas – calcário e dolomito – são as mais abundantes dessa classe de rochas. O calcário é constituído predominantemente de materiais conquíferos precipitados por processos biológicos. O dolomito é formado pela alteração diagenética do calcário. Outros sedimentos químicos e biológicos são os evaporitos; os sedimentos silicosos, como o sílex; os fosforitos; as formações ferríferas; as turfas e outras matérias orgânicas que são transformadas em carvão, óleo e gás.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

ambiente de sedimentação (p. 128)
arcózio (p. 139)
areia (p. 138)
arenito (p. 138)
arenito lítico (p. 139)
argila (p. 140)
argilito (p. 140)
bacia de subsidência térmica (p. 127)
bacia flexural (p. 128)
bacia rifte (p. 126)
bacia sedimentar (p. 126)
bioturbação (p. 132)
calcário (p. 141)
carvão (p. 147)
cascalho (p. 138)
ciclo sedimentar (p. 132)
cimentação (p. 135)
compactação (p. 136)
conglomerado (p. 138)
diagênese (p. 134)
dolomito (p. 141)
estratificação cruzada (p. 131)
estratificação gradacional (p. 132)
estrutura sedimentar (p. 131)
folhelho (p. 140)
foraminíferos (p. 141)
formação ferrífera (p. 147)
fosforito (p. 146)
gás natural (p. 147)
grauvaca (p. 139)
intemperismo físico (p. 120)
intemperismo químico (p. 120)
lama (p. 140)
lamito (p. 140)
litificação (p. 136)
marca ondulada (p. 132)
petróleo (p. 147)
plataforma continental (p. 127)
porosidade (p. 135)
quartzarenito (p. 139)
recife (p. 141)
rocha carbonática (p. 140)
rocha evaporítica (p. 142)
rocha sedimentar orgânica (p. 147)
salinidade (p. 126)

sedimento bioclástico (p. 122)
sedimento biológico (p. 122)
sedimento carbonático (p. 140)
sedimento evaporítico (p. 142)
sedimento químico (p. 122)
sedimento terrígeno (p. 130)
sedimentos siliciclásticos (p. 122)
seleção (p. 125)
sílex (p. 146)
silte (p. 139)
siltito (p. 139)
subsidência (p. 126)
turfa (p. 147)

## EXERCÍCIOS

1. Qual é o processo que transforma o sedimento em rocha sedimentar?
2. Em que aspectos as rochas sedimentares siliciclásticas diferem das rochas sedimentares químicas e biológicas?
3. Como e com base em que critério são subdivididas as rochas sedimentares siliciclásticas?
4. Que tipo de rocha sedimentar foi originalmente formado pela evaporação da água do mar?
5. Defina ambiente de sedimentação e relacione três tipos de ambiente siliciclásticos.
6. Explique como os processos de tectônica de placas controlam o desenvolvimento de bacias sedimentares.
7. Liste dois tipos de rochas carbonáticas e explique em que elas diferem.
8. Como os organismos produzem ou modificam os sedimentos?
9. Dê o nome de dois íons que fazem parte da precipitação de carbonato de cálcio.
10. Relacione dois tipos de rochas sedimentares onde são encontrados o petróleo e o gás.

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. O intemperismo dos continentes foi muito mais intenso e amplamente distribuído nos últimos 10 milhões de anos do que em épocas mais antigas. Como essa observação pode ser suportada com base nas evidências obtidas dos sedimentos que cobrem atualmente a superfície terrestre?
2. Se você perfurou um poço de petróleo até atingir o fundo de uma bacia sedimentar com 1 km de profundidade e outra com profundidade de 5 km, qual teria maior pressão e temperatura? O óleo transforma-se em gás natural em altas temperaturas da bacia. Em que poço você esperaria encontrar mais gás natural?
3. Uma geóloga ouviu dizer que um determinado arenito originou-se a partir de um granito. Que evidências ela deveria obter analisando o arenito, para poder sustentar tal conclusão?
4. Você está observando uma secção transversal de uma marca de onda em um arenito. Que estrutura sedimentar poderia informar sobre a direção da corrente que depositou a areia?
5. Você descobriu uma sucessão sedimentar que tem um conglomerado na base. Este grada em direção ao topo para um arenito e, depois, para um folhelho; por fim, no topo, grada para um calcário de areia carbonática cimentada. Que mudanças na área-fonte dos sedimentos ou no ambiente de sedimentação podem ter sido responsáveis por essa sucessão?
6. Da base para o topo, uma sequência sedimentar inicia-se por camadas de calcário bioclástico, sendo sobrepostas por camadas de uma rocha carbonática densa formada por cimento carbonático biogênico, e termina com camadas de dolomitos. Deduza o possível ambiente sedimentar representado por essa sequência.
7. Em quais ambientes sedimentares você esperaria encontrar lamas carbonáticas?
8. Como você pode usar a forma e a seleção de partículas sedimentares para distinguir sedimentos depositados em um ambiente glacial daqueles depositados em um deserto?
9. Descreva as areias que você esperaria encontrar em uma praia onde as ondas do mar chocam-se em uma cadeia de montanhas costeira formada essencialmente por basaltos.
10. Qual é o papel dos organismos na origem de alguns tipos de calcários? Compare os sedimentos formados em ambientes rasos com aqueles formados em ambientes de águas marinhas profundas.
11. Onde os recifes geralmente são encontrados?
12. Uma baía é separada do oceano aberto por uma estreita e rasa abertura. Que tipo de sedimentos você esperaria encontrar no leito da baía se o clima fosse quente e árido? Que tipo de sedimento você esperaria encontrar se o clima fosse frio e úmido?
13. Como o chert e o calcário são similares em suas origens? Discuta os papéis dos processos biológicos versus processos químicos.

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Sobre o uso em português do termo "rifte", ver Nota 4 no Capítulo 2.

[2] Também denominado "Grande Vale da África Oriental", é uma fissura cujo trecho principal tem 2.400 km de extensão e até cerca de 50 km de largura, desde a costa do Mar Vermelho, na Etiópia, até o Lago Manyara, na Tanzânia. Nesse trajeto existem cerca de 30 vulcões ativos e semiativos e diversos lagos.

[3] A figura ilustra, também, os processos que ocorreram na margem atlântica brasileira, que foram semelhantes àqueles da costa leste da América do Norte.

[4] Em inglês, *thermal sag basin*. Suguio (2003) denomina essa fase formação da bacia "pós-fossa de afundamento".

[5] Em inglês, *Great Salt Lake*.

[6] A expressão *estratificação gradacional*, embora amplamente utilizada para traduzir *graded bedding*, pode gerar ambiguidade. A gradação do tamanho do grão tanto pode ocorrer dentro de uma mesma camada (ou estrato) ou em um conjunto de estratos sucessivos. Quando ocorre dentro de uma mesma camada, utiliza-se o termo *gradação normal* (do grosso para o fino) ou *gradação inversa* (do fino para o grosso). Porém, quando a gradação do tamanho de grão ocorre em um conjunto de estratos sucessivos, é denominada de *granodecrescência ascendente* (os grãos tornam-se cada vez mais finos nas camadas em direção ao topo) ou *granocrescência ascendente* (os grãos tornam-se cada vez mais grossos nas camadas em direção ao topo).

[7] Neste caso, pode-se utilizar, também, *granodecrescência ascendente*, pois o grão vai afinando em direção às camadas de topo.

[8] Utiliza-se o termo de origem latina "lutito" (*lùtum*, "lama, lodo, limo") para designar a rocha, e "depósito lutáceo" para denominar o sedimento, ou, também, o sinônimo de origem grega "pelito" (*pélós*, "lama, lodo, argila"), para a rocha, e "depósito pelítico".

[9] Utiliza-se, também, o termo de origem latina *rudito* (*rúdus*, "pedra miúda misturada com cal") para designar a rocha, e *depósito rudáceo* para denominar o sedimento, ou, também, o sinônimo de origem grega *psefite* ou *psefito* (*pséphos*, "seixo rolado"), para a rocha, e *depósito psefítico*.

[10] Os termos arenito para rocha e arenáceo para os depósitos têm origem latina (*aréna*, "areia, praia, margem, chão, teatro"). Também se utiliza o sinônimo de origem grega *psamito* (de *psámmos*, "areia"), para a rocha, e *depósito psamítico*.

[11] No Brasil, são muitas as ocorrências de aquíferos em rochas arenáceas. A principal delas é conhecida como Aquífero Guarani – noticiado como um dos maiores do mundo –, que ocorre na Formação Botucatu na Bacia do Paraná. Essa formação está distribuída em grande parte dos territórios dos Estados de Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, além dos países vizinhos Uruguai, Argentina e Paraguai.

[12] Também grafado como "quartzo arenito" ou "quartzoarenito". Kenitiro Suguio, um dos mais notáveis mestres da Geologia Sedimentar brasileira, utiliza *quartzarenito* (cf. Suguio, K. 1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar,* e 2003, *Geologia Sedimentar*). O quartzarenito contém mais de 95% de quartzo na sua fração detrítica.

[13] Embora também grafado como "arcose" (*Dicionário Houaiss*), "arcóseo" (*Dicionário Aurélio*) e, como adjetivo, "arenito arcóseo" (*Dicionário Houaiss*), preferiu-se a forma "arcózio" e "arcoziano" (cf. Suguio, 1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar*). A palavra deriva do francês *arkose* e é grafada em inglês e alemão como *arkose* e, em espanhol, *arcosa*. Certas classificações contemporâneas de rochas sedimentares utilizam a designação "arenito feldspático".

[14] Também grafado como *litarenito* em classificações antigas. Ele contém mais de 25% de partículas líticas em sua fração areia.

[15] A palavra "grauvaca" é uma grafia mais recente daquela da década de 1950, "grauvaque", e de "grauwache", utilizada no século XIX. Ela deriva do alemão *grauwacke* ("grés, psamito") e, eventualmente, também é grafada apenas como *wacke*. Essa rocha contém mais de 15% de matriz pelítica.

[16] O Grande Banco das Bahamas, quase emerso, na costa afora da Flórida, ocupa uma área de cerca de 700 km de comprimento e 300 km de largura, na maior parte coberta com uma lâmina de água com menos de 10 m de profundidade. Nas partes emersas, ocorrem areias calcárias, com menor volume de lama carbonática e rochas de recife.

[17] O aquecimento global da superfície terrestre, devido aos gases de efeito estufa, é, em média, de 0,75°C. Essa temperatura é mais facilmente absorvida pelos oceanos que, em resposta, aumentam seu volume, fazendo com que o nível do mar suba e afogue recifes, bancos de corais, etc. Existem suspeitas de que o aumento da temperatura dos oceanos esteja causando uma doença conhecida como branqueamento dos corais, que sofrem despigmentação e morrem. Além disso, os atóis também foram utilizados no passado recente para testes de bombas atômicas, feitos pelos Estados Unidos e pela França.

[18] Variedade de sílex preto ou cinza-escuro, composto por calcedônia, porém com menos brilho e pureza e mais opaco.

# 6

# Metamorfismo: Alteração das Rochas por Temperatura e Pressão

Causas do metamorfismo ■ 154
Tipos de metamorfismo ■ 157
Texturas metamórficas ■ 159
Metamorfismo regional e grau metamórfico ■ 163
Tectônica de placas e metamorfismo ■ 166

Durante o ciclo das rochas, as rochas podem estar sujeitas a temperaturas e pressões grandes o bastante para causar mudanças em sua mineralogia, textura ou composição química. Estamos todos familiarizados com as formas pelas quais o calor e a pressão podem transformar os materiais. Quando cozinhamos uma massa de *waffle*[1] em uma forma de ferro, não apenas aquecemos a massa, mas também aplicamos pressão sobre ela, transformando-a em um sólido rígido. De modo similar, as rochas modificam-se quando submetidas a altas temperaturas e pressões em zonas profundas da crosta terrestre.

Dezenas de quilômetros abaixo da superfície, as temperaturas e as pressões são altas o suficiente para causar reações químicas e recristalização capazes de metamorfosear uma rocha, mas não o bastante para derretê-las. Aumentos de calor e pressão e mudanças no ambiente químico podem alterar a composição mineral e as texturas cristalinas das rochas sedimentares e ígneas, *embora elas permaneçam sólidas o tempo todo*. O resultado é a terceira maior classe de rochas: as rochas metamórficas, as quais sofreram mudanças na mineralogia, na textura, na composição química ou em todos esses três parâmetros.

É importante entender que a maior parte do metamorfismo ocorre como um processo dinâmico e não como um evento estático. O motor térmico interno da Terra impulsiona os processos de tectônica de placas que empurram as rochas formadas na superfície terrestre até profundidades maiores, sujeitando-as, assim, a altas pressões e temperaturas. Porém, as rochas transformadas, com o tempo, retornam à superfície terrestre, e esse processo é, em grande parte, impulsionado pelo intemperismo e pela erosão – em outras palavras, pelo sistema do clima.

**Este capítulo examinará as causas do metamorfismo, os tipos de metamorfismo que ocorrem sob certas condições geológicas e as origens das várias texturas que caracterizam uma rocha metamórfica. Ele mostrará como os geólogos usam as características das rochas metamórficas para entender como e onde elas foram transformadas e analisará o que sua jornada ao longo ciclo das rochas nos diz sobre os processos que modelam a crosta terrestre.**

Diques máficos intrudiram rochas graníticas, sendo, a seguir, deformados por pregueamento durante o metamorfismo. [Robert Hildebrand]

## Causas do metamorfismo

Os sedimentos e as rochas sedimentares pertencem aos ambientes da superfície da Terra, enquanto as rochas ígneas resultam das fusões da crosta inferior e do manto. As rochas metamórficas são resultantes de processos que atuam nas rochas em profundidades variáveis, desde a crosta superior até a crosta inferior.

Quando uma rocha for submetida a mudanças significativas de temperatura e pressão, ela sofrerá, se transcorrer tempo suficiente – curto para os padrões geológicos, mas geralmente um milhão de anos ou mais –, mudanças na mineralogia, na textura, na composição química ou em todos esses três parâmetros, até ficar em equilíbrio com as novas temperaturas e pressões. Um calcário fossilífero, por exemplo, pode ser transformado em um mármore branco no qual não permanecem resquícios de fósseis. A composição química e mineralógica da rocha pode permanecer inalterada, porém, sua textura pode ter mudanças drásticas, de cristais de calcita pequenos a cristais grandes intercrescidos, que apagam as feições antigas de fósseis. O folhelho, que é uma rocha com boa estratificação e de grãos tão finos que os minerais individuais não podem ser reconhecidos a olho nu, pode se tornar um xisto, no qual o acamamento original é obscurecido e a textura é dominada por grandes cristais de mica. Neste caso, tanto a composição mineralógica quanto a textura mudam, porém a composição química geral permanece a mesma.

A maioria das rochas metamórficas formou-se em profundidades entre 10 e 30 km, ou seja, entre as porções mediana e inferior da crosta. Somente mais tarde essas rochas serão *exumadas*, ou transportadas de volta à superfície terrestre, onde poderão ser expostas como afloramentos. Contudo, o metamorfismo também pode ocorrer na superfície da Terra. Podemos ver mudanças metamórficas, por exemplo, em superfícies cozidas de solos e sedimentos, situados logo abaixo de derrames de lavas vulcânicas.

O calor e a pressão internos da Terra e a composição dos fluidos são os três principais fatores que controlam o metamorfismo. Na maior parte da crosta da Terra, as temperaturas aumentam com a profundidade segundo um gradiente de 30°C por quilômetro, embora esse índice varie consideravelmente entre diferentes regiões, conforme veremos em breve. Assim, a temperatura será de aproximadamente 450°C em uma profundidade de 15 km, sendo muito mais alta que a temperatura média da superfície, que varia de 10 a 20°C na maioria das regiões. A contribuição da pressão provém de forças com orientação vertical, exercidas pelo peso das rochas sobrejacentes, bem como de forças com orientação horizontal, desenvolvidas à medida que as rochas são deformadas por processos da tectônica de placas. A pressão média em uma profundidade de 15 km é de aproximadamente 4 mil vezes a pressão existente na superfície.

Embora essas temperaturas e pressões possam parecer altas, elas correspondem apenas ao intervalo intermediário do metamorfismo, como mostra a **Figura 6.1**. O *grau metamórfico* da rocha reflete as temperaturas e pressões à qual foi sujeita durante o metamorfismo. Referimo-nos às rochas metamórficas formadas sob temperaturas e pressões mais baixas de regiões crustais rasas como rochas de *baixo grau* e àquelas formadas em zonas mais profundas, em temperaturas e pressões mais altas, como rochas de *alto grau*.

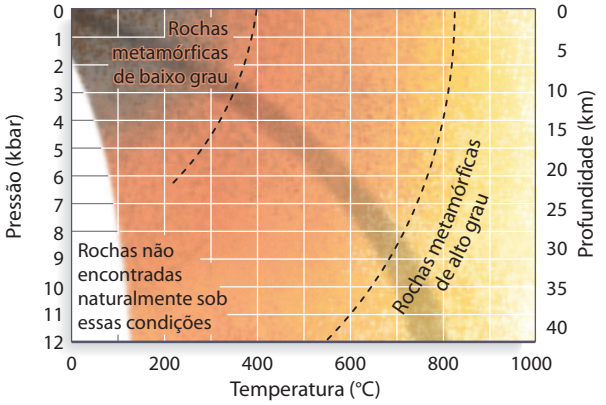



**FIGURA 6.1** ■ Temperaturas, pressões e profundidades em que se formam as rochas metamórficas de grau baixo a alto. A faixa escura mostra a variação da temperatura e da pressão de acordo com a profundidade, na maior parte da área continental.

À medida que o grau do metamorfismo muda, as assembleias minerais das rochas metamórficas também mudam. Alguns minerais silicáticos são encontrados em rochas metamórficas. Entre esses minerais estão a cianita, a andaluzita, a silimanita, a estaurolita, a granada e o epídoto. Os geólogos usam texturas distintivas e a composição mineral para ajudar a orientar seus estudos de rochas metamórficas.

## O papel da temperatura

O calor pode transformar a composição química, a mineralogia e a textura de uma rocha na quebra de ligações químicas e na alteração das estruturas dos cristais da rocha. Quando a rocha é movida da superfície para o interior da Terra, onde as temperaturas são mais altas, ela ajusta-se à nova temperatura. Seus átomos e íons recristalizam-se, ligando-se em novos arranjos e criando novas assembleias minerais. Muitos dos novos cristais vão ficar maiores do que eram na rocha original.

O aumento da temperatura, com o aumento da profundidade no interior da Terra, é chamado de *gradiente geotérmico*. O gradiente geotérmico varia dependendo do ambiente tectônico, mas, em média, situa-se em torno de 30°C por quilômetro de profundidade. Em áreas onde a litosfera continental foi adelgaçada por extensão das placas, como na Grande Bacia[2] em Nevada (EUA), o gradiente geotérmico é *alto* (por exemplo, 50°C/km). Em áreas onde a litosfera continental é velha e espessa, como no centro da América do Norte, o gradiente geotérmico é *baixo* (por exemplo, 20°C/km) (ver **Figura 6.2**).

Devido ao fato de diferentes minerais cristalizarem-se e permanecerem estáveis em diferentes temperaturas,

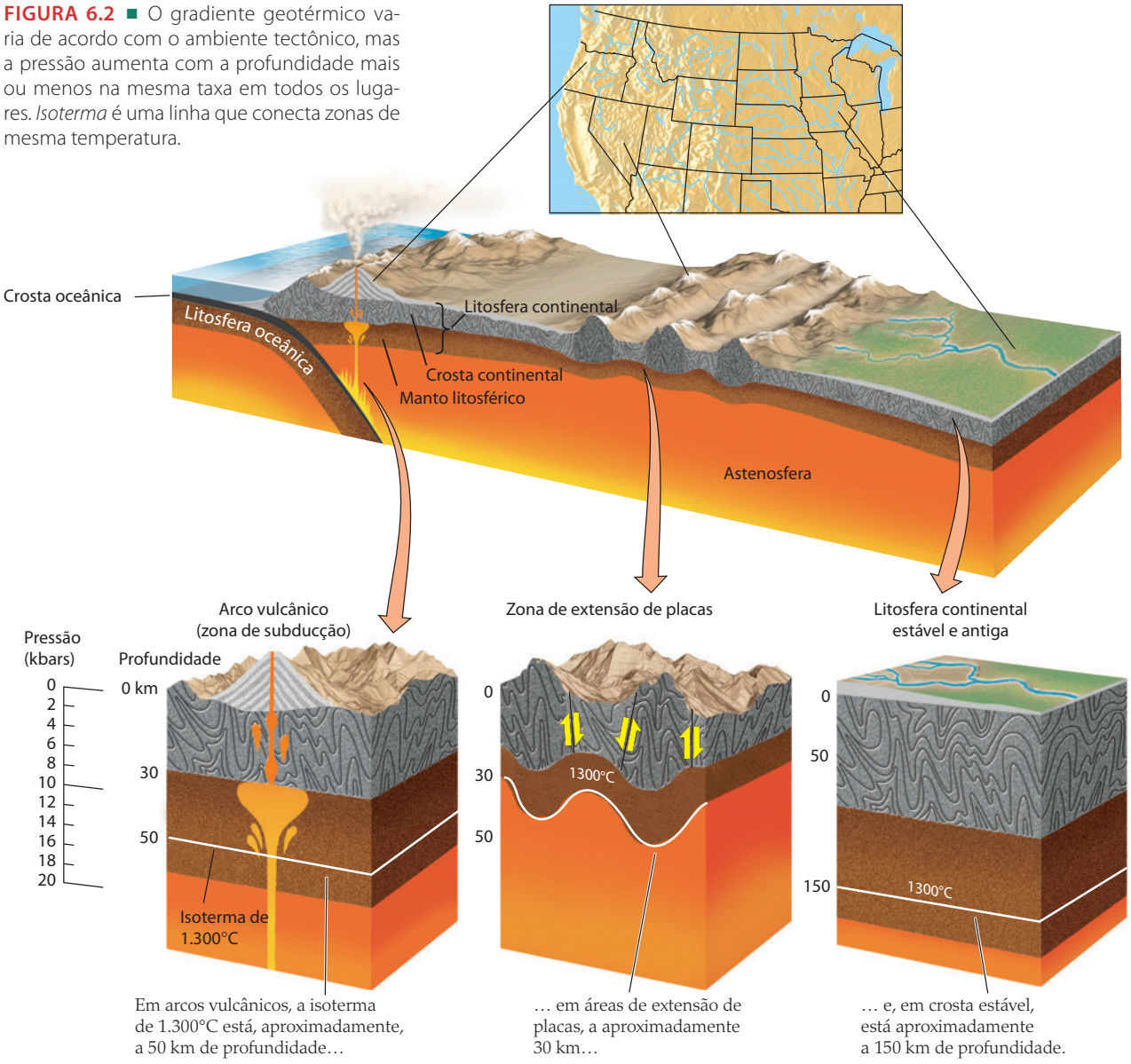



**FIGURA 6.2** ■ O gradiente geotérmico varia de acordo com o ambiente tectônico, mas a pressão aumenta com a profundidade mais ou menos na mesma taxa em todos os lugares. *Isoterma* é uma linha que conecta zonas de mesma temperatura.

podemos usar a composição mineral da rocha como um tipo de *geotermômetro* para medir a temperatura em que ela se formou. Por exemplo, quando as rochas sedimentares contendo argilominerais são soterradas cada vez mais profundamente, os argilominerais começam a se recristalizar e a formar novos minerais, como as micas. Com o soterramento adicional até profundidades e temperaturas maiores, as micas tornam-se instáveis e começam a se recristalizar em novos minerais, como a granada.

Os processos da tectônica de placas, como a subducção e a colisão continental, que transportam rochas e sedimentos para as profundezas quentes da crosta, são os principais mecanismos para a formação da maioria das rochas metamórficas. Além disso, pode ocorrer metamorfismo limitado onde as rochas próximas a intrusões ígneas são submetidas a temperaturas elevadas. O calor é localmente intenso, porém não penetra profundamente. Desta forma, as intrusões podem alterar metamorficamente as rochas encaixantes próximas, porém a extensão do efeito é localizada.

## O papel da pressão

A pressão, assim como a temperatura, muda a composição química, a mineralogia e a textura da rocha. A rocha sólida é submetida a dois tipos básicos de pressão, também chamada de **tensão**:

1. A *pressão confinante* é uma força geral aplicada igualmente em todas as direções, como a pressão que o nadador sente quando submerge em uma piscina. Do mesmo modo que um nadador que mergulha até profundidades maiores da piscina, uma rocha descendo

para profundidades maiores da crosta será submetida a uma pressão confinante progressivamente maior, proporcional ao peso da massa sobrejacente.

2. A *pressão dirigida* ou *tensão diferencial* é a força exercida em uma direção particular, como quando uma bola de argila é apertada entre o polegar e o indicador. A pressão dirigida é geralmente concentrada em algumas zonas ou ao longo de planos discretos.

A força compressiva que ocorre quando as placas convergem é uma forma de pressão dirigida e resulta na deformação das rochas próximas aos limites de placas. O calor reduz a resistência da rocha e, dessa forma, a pressão dirigida provavelmente causa dobramento intenso e deformação das rochas metamórficas em cinturões de montanhas, onde as temperaturas são altas. As rochas submetidas à tensão diferencial podem ser intensamente deformadas, tornando-se achatadas na direção em que a força é aplicada e alongadas na direção perpendicular à força (**Figura 6.3**).

Os minerais em uma rocha podem ser comprimidos, alongados ou rotados para alinhar-se em uma direção particular, dependendo do tipo de tensão aplicado às rochas. Assim, a pressão dirigida determina a forma e a orientação dos novos cristais metamórficos, que se originam à medida que os minerais recristalizam-se sob a influência do calor e da pressão. Durante a recristalização das micas, por exemplo, os cristais crescem com os planos das suas estruturas de filossilicatos alinhados perpendicularmente à direção da tensão. A rocha pode tornar-se bandada,[3] à medida que minerais de diferentes composições são segregados em planos separados.

O mármore deve sua notável coesão a esse processo de recristalização. Quando o calcário, uma rocha sedimentar, é aquecido em altas temperaturas que resultam em sua recristalização, os minerais e cristais originais reorientam-se e tornam-se firmemente intercrescidos para formar uma estrutura bastante coesa sem planos de fraqueza.

A pressão a que uma rocha é submetida em profundidade, na Terra, é decorrente da espessura das rochas sobrejacentes e da densidade dessas rochas. A pressão é geralmente registrada em *kilobars* (1.000 bars, abreviado como kbar) e aumenta a uma taxa de 0,3 a 0,4 kbar por quilômetro de profundidade (ver Figura 6.1). Um bar é aproximadamente equivalente à pressão do ar na superfície da Terra. Um mergulhador que esteja fazendo um passeio na parte mais profunda de um recife de corais, a 10 m, por exemplo, irá experimentar mais 1 bar de pressão.

Minerais que são estáveis em pressões mais baixas, próximas à superfície terrestre, tornam-se instáveis e recristalizam-se para novos minerais devido ao aumento da pressão na crosta profunda. Como veremos no Capítulo 7, os geólogos sujeitaram rochas a pressões extremamente altas em laboratório e registraram as pressões necessárias para causar essas mudanças. Usando esses dados, podemos examinar a mineralogia e a textura das amostras de rochas metamórficas e inferir qual era a pressão na área onde elas foram formadas. Assim, assembleias minerais metamórficas podem ser usadas como medidores de pressão, ou *geobarômetros*. A partir de uma assembleia específica de minerais em uma rocha metamórfica, o geólogo pode delimitar as variações das pressões e, consequentemente, da profundidade na qual a rocha foi formada.

## O papel dos fluidos

Os processos metamórficos podem alterar a mineralogia da rocha, introduzindo ou removendo componentes químicos que se dissolvem na água aquecida. Os fluidos hidrotermais aceleram as reações químicas metamórficas

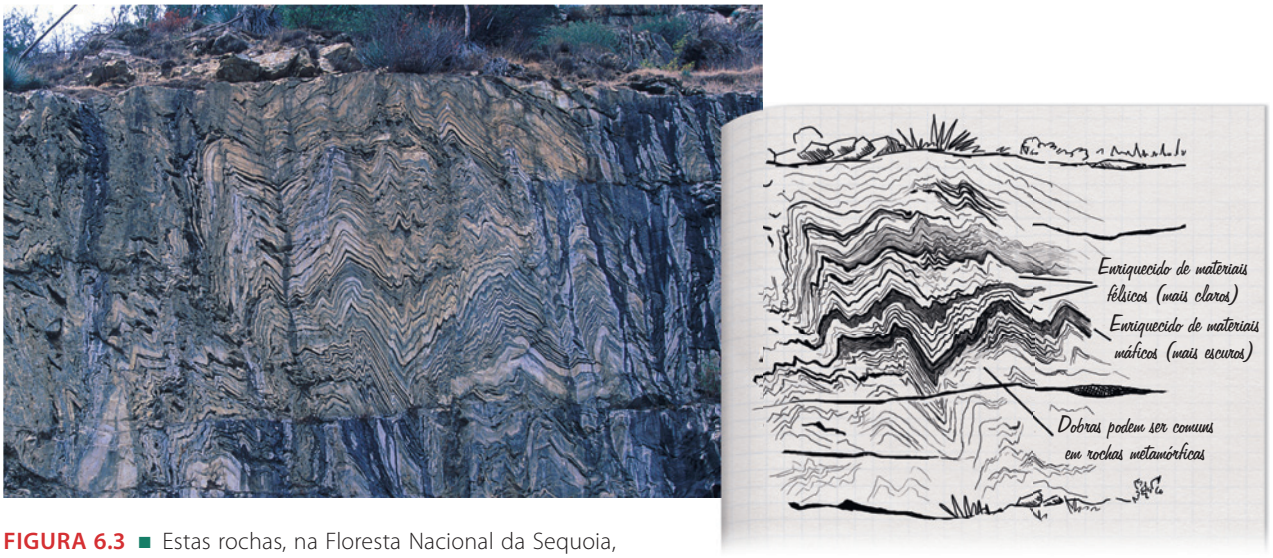



**FIGURA 6.3** ■ Estas rochas, na Floresta Nacional da Sequoia, Califórnia (EUA), mostram o bandamento e a deformação em dobras característicos das rochas sedimentares metamorfizadas em mármores, xistos e gnaisses. [Gregory G. Dimijian/Photo Researchers]

porque transportam dióxido de carbono dissolvido, como também substâncias químicas como sódio, potássio, sílica, cobre e zinco, que são solúveis em água quente sob pressão. Quando as soluções hidrotermais percolam até as partes rasas da crosta, elas reagem com as rochas nas quais penetram, mudando sua composição química e mineralógica e algumas vezes substituindo completamente um mineral pelo outro, sem mudar a textura da rocha. Esse tipo de modificação na composição da rocha por transporte de fluidos de substâncias químicas dentro ou fora dela é chamado de **metassomatismo**. Muitos depósitos valiosos de cobre, zinco, chumbo e outros metais são formados por esse tipo de substituição química, conforme vimos no Capítulo 3.

Onde esses fluidos quimicamente reativos se originam? Embora a maiorias das rochas pareça ser completamente seca e ter porosidade extremamente baixa, elas comumente contêm fluidos em minúsculos poros (os espaços entre grãos). Esses fluidos derivam da água quimicamente ligada às argilas, e não dos poros sedimentares, a qual é, em grande parte, expelida durante a diagênese. Em outros minerais hidratados, como as micas e o anfibólio, a água faz parte da estrutura cristalina. O dióxido de carbono dissolvido em fluidos hidrotermais é, em grande parte, derivado de carbonatos sedimentares, como os calcários e os dolomitos.

# Tipos de metamorfismo

Os geólogos podem reproduzir as condições metamórficas em laboratório e determinar as combinações precisas de pressão, temperatura e composição da rocha-matriz em que as transformações podem acontecer. Porém, para entender quando, onde e como essas condições originam-se no interior da Terra, devemos caracterizar as rochas metamórficas com base nas circunstâncias geológicas em que foram originadas (**Figura 6.4**).

## Metamorfismo regional

O **metamorfismo regional**[4], o tipo de metamorfismo mais comum, ocorre quando alta temperatura e pressão são impostas a grandes partes da crosta. Utiliza-se esse termo para distinguir esse tipo de metamorfismo das mudanças mais localizadas, próximas a intrusões ígneas ou falhas. O metamorfismo regional é uma feição característica de um ambiente de tectônica de placas convergentes. Ele ocorre dentro de arcos de ilhas vulcânicos, como as montanhas dos Andes, na América do Sul, e no núcleo de cadeias de montanhas produzidas durante a colisão de continentes, como as montanhas do Himalaia, na Ásia Central. Esses cinturões de montanhas são frequentemen-

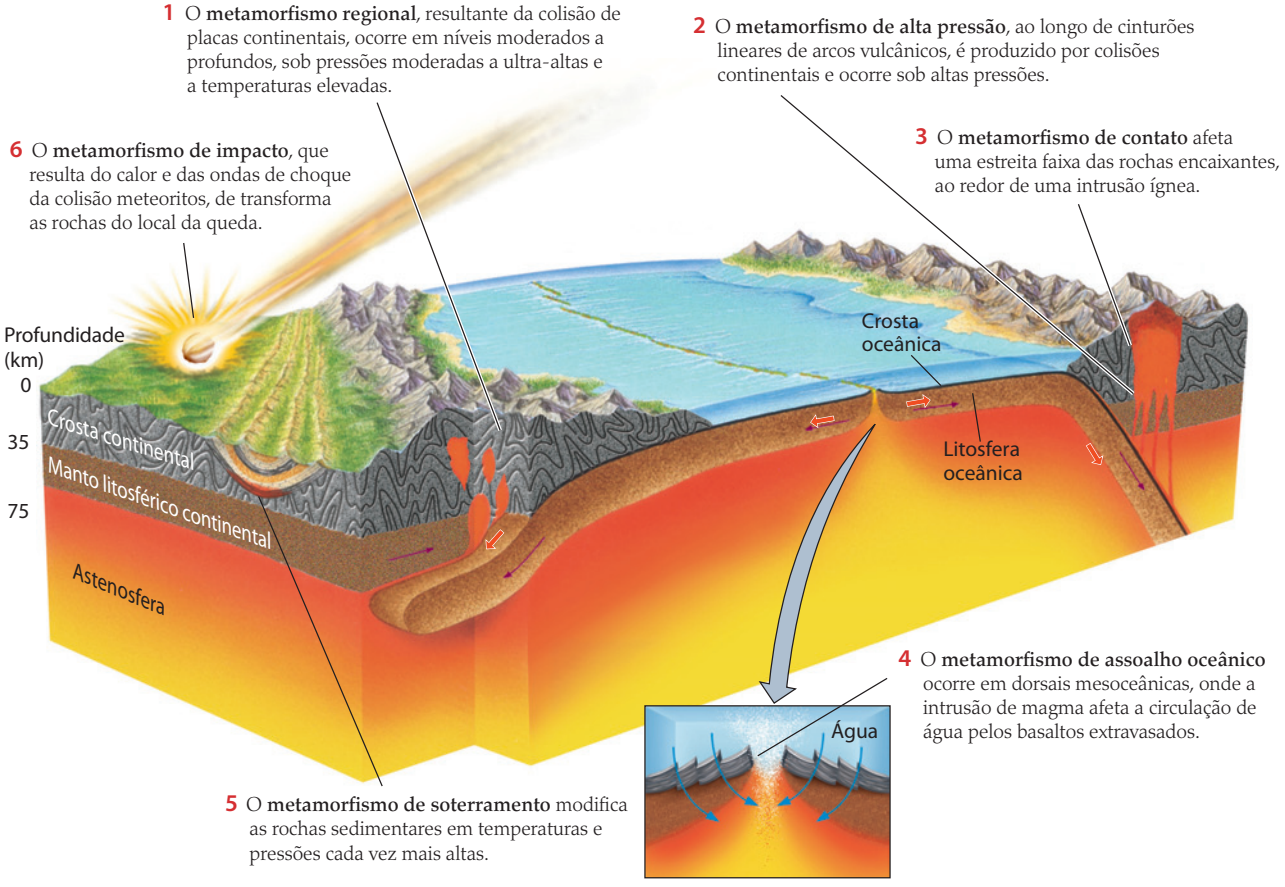



**FIGURA 6.4** ■ Diferentes tipos de metamorfismo ocorrem em diferentes ambientes geológicos.

te feições lineares e, assim, as zonas de metamorfismo regional são frequentemente lineares na sua distribuição. De fato, os geólogos geralmente interpretam os extensos cinturões de rochas com metamorfismo regional como representando os locais onde se formaram cadeias de montanhas que foram, posteriormente, erodidas ao longo de milhões de anos, expondo as rochas à superfície terrestre.

Alguns cinturões de metamorfismo regional foram originados em altas temperaturas e pressões moderadas a altas, próximos a arcos vulcânicos formados onde as placas subduzidas mergulham profundamente no manto. Outros são formados sob pressões e temperaturas muito altas em níveis mais profundos da crosta ao longo de limites onde a colisão de continentes deforma as rochas e onde são soerguidos os altos cinturões de montanhas. Em ambos os casos, as rochas metamorfizadas são tipicamente transportadas para profundidades significativas da crosta, somente sendo exumadas quando de um subsequente soerguimento e erosão na superfície terrestre. Um entendimento completo dos padrões de metamorfismo regional, incluindo a forma como as rochas respondem às mudanças sistemáticas de temperatura e pressão ao longo do tempo, depende do ambiente tectônico específico em que as rochas metamórficas se formam. Discutiremos esse tópico mais adiante, neste capítulo.

## O metamorfismo de contato

No **metamorfismo de contato**[5], o calor de intrusões ígneas metamorfiza as rochas imediatamente circundantes. Esse tipo de transformação localizada normalmente afeta apenas uma estreita região das rochas encaixantes ao longo da zona de contato. Em muitas rochas metamórficas de contato, principalmente na margem de intrusões rasas, as transformações minerais e químicas estão principalmente relacionadas à alta temperatura do magma. Os efeitos de pressão são importantes apenas onde o magma foi intrudido em grandes profundidades. Lá, a pressão não resulta da força feita pela intrusão para abrir seu caminho na rocha encaixante, mas da presença da pressão confinante regional. O metamorfismo de contato causado por extrusivas é limitado a zonas muito estreitas, porque as lavas resfriam-se rapidamente na superfície e seu calor tem pouco tempo para penetrar profundamente nas rochas circundantes e causar as mudanças metamórficas. O metamorfismo de contato também pode afetar xenólitos que não estão completamente fundidos. Blocos de rocha com vários metros de largura podem ser arrancados das laterais de câmaras magmáticas e completamente envoltos por magma quente. O calor projeta-se nesses xenólitos de todas as direções, e eles podem tornar-se inteiramente metamorfizados.

## O metamorfismo de assoalho oceânico

Outro tipo de metamorfismo, chamado de **metamorfismo de assoalho oceânico**[6] ou de metassomatismo, é frequentemente associado às dorsais mesoceânicas (ver Capítulo 4). A lava basáltica quente em um centro de expansão de assoalho oceânico aquece a água do mar infiltrante, que começa a circular pela crosta oceânica recém-formada por convecção. O aumento de temperatura promove reações químicas entre a água do mar e a rocha, formando basalto alterado, cuja composição química difere daquela do basalto original. O metamorfismo resultante da percolação de fluidos de alta temperatura também ocorre nos continentes, quando os fluidos que circulam próximos às intrusões ígneas metamorfizam as rochas encaixantes.

## Outros tipos de metamorfismo

Há outros tipos de metamorfismo que originam pequenas quantidades de rochas metamórficas. Alguns deles são extremamente importantes para ajudar os geólogos a entender as condições existentes nas grandes profundidades da Terra.

**METAMORFISMO DE BAIXO GRAU (SOTERRAMENTO)** Recorde-se do Capítulo 5 que as rochas sedimentares são transformadas por diagênese à medida que são gradualmente soterradas. A diagênese grada para o **metamorfismo de baixo grau**, ou de **soterramento**, o qual é causado pelo aumento progressivo da pressão exercida pela pilha crescente de sedimentos e rochas sedimentares sobrepostas e pelo aumento do calor associado à crescente profundidade de soterramento.

Dependendo do gradiente geotérmico local, o metamorfismo de baixo grau inicia-se tipicamente em profundidades de 6 a 10 km, onde as temperaturas variam entre 100 e 200°C e as pressões são menores que 3 kbar. Esse conhecimento é de grande importância para a indústria de petróleo e gás, que denomina de "embasamento econômico" o nível onde se inicia o metamorfismo de baixo grau. Os poços de petróleo e gás são raramente perfurados abaixo dessa profundidade, porque temperaturas acima de 150ºC convertem a matéria orgânica aprisionada nas rochas sedimentares em dióxido de carbono, em vez de petróleo e gás natural.

**METAMORFISMO DE ALTA PRESSÃO E DE PRESSÃO ULTRA-ALTA** As rochas metamórficas formadas em **altas pressões** (8-12 kbar) e **pressões ultra-altas** (maiores que 28 kbar) são raramente expostas à superfície para que os geólogos possam estudá-las. Essas rochas são incomuns, pois se formam em profundidades tão grandes que levam muito tempo para serem recicladas de volta à superfície. A maioria das rochas de alta pressão forma-se em zonas de subducção, onde os sedimentos raspados da placa oceânica que está afundando são levados até profundidades de mais de 30 km, onde experimentam pressões acima de 12 kbar.

Rochas metamórficas incomuns, que antigamente se localizavam na base da crosta, podem, às vezes, ser encontradas na superfície terrestre. Essas rochas, chamadas de **eclogitos** (ver Figura 3.27), comumente contêm minerais como a *coesita* (uma forma de quartzo muito densa e de alta pressão), que indica pressões maiores que 28 kbar, sugerindo profundidades superiores a 80 km. Tais rochas for-

maram-se sob temperaturas moderadas a altas, variando de 800 a 1.000°C. Em alguns casos, essas rochas contêm *diamantes microscópicos*, indicativos de pressões maiores que 40 kbar e profundidades de mais de 120 km! Surpreendentemente, afloramentos dessas rochas metamórficas de pressão ultra-alta cobrem áreas com dimensões maiores que 400 km de comprimento e 200 km de largura. As únicas outras duas rochas conhecidas que vêm dessas profundidades são os diatremas e kimberlitos (ver Capítulo 12), rochas ígneas que formam *pipes*[7] estreitos de poucas centenas de metros de extensão. Os geólogos concordam que essas rochas são formadas por erupções "vulcânicas", embora de profundidades muito incomuns. Por outro lado, os mecanismos necessários para trazer os eclogitos para a superfície são intensamente debatidos. Parece que essas rochas representam fragmentos do bordo frontal de continentes que sofreram subducção durante a colisão e que, posteriormente, retornaram (por meio de algum mecanismo desconhecido) para a superfície antes que tenham tido tempo de recristalizar a pressões mais baixas.

**METAMORFISMO DE IMPACTO** O **metamorfismo de impacto** ocorre quando um meteorito colide com a Terra. Durante o impacto, a energia representada pela massa e pela velocidade dos meteoritos é transformada em calor e ondas de choque, que passam pela rocha encaixante impactada. A rocha encaixante pode ser fragmentada e até mesmo parcialmente fundida para produzir *tektitos*, os quais se parecem com gotículas de vidro. Em alguns casos, o quartzo é transformado em coesita e *stishovita*, duas de suas formas de alta pressão.

A maioria dos grandes impactos na Terra não deixou rastro algum do meteorito, porque esses corpos costumam ser destruídos na colisão. Entretanto, a ocorrência de coesita e de crateras com texturas de fraturamento em franja características comumente fornece evidências-chave dessa colisão. A atmosfera densa da Terra causa a queima da maioria dos meteoros antes do impacto na sua superfície e, assim, o metamorfismo de impacto é raro aí. Porém, na superfície da Lua, o metamorfismo de impacto é pervasivo. Ele é caracterizado por pressões extremamente altas, de muitas dezenas a centenas de kilobars.

## Texturas metamórficas

O metamorfismo imprime novas texturas nas rochas que altera. A textura da rocha metamórfica é determinada pelos tamanhos, formas e arranjos de seus cristais constituintes. Algumas texturas metamórficas dependem dos tipos de minerais formados sob condições metamórficas. A variação no tamanho de grão é também importante. Em geral, considera-se que o tamanho dos cristais aumenta proporcionalmente com o aumento do grau metamórfico. Cada variedade textural revela alguma coisa sobre o processo metamórfico que a criou. Nesta seção, examinamos esses processos e, a seguir, descrevemos as duas principais classes texturais de rochas metamórficas: foliadas e granoblásticas.

### Foliação e clivagem

A feição textural mais proeminente das rochas de metamorfismo regional é a **foliação**, um conjunto de superfícies paralelas, planas ou onduladas, produzidas pela deformação de rochas sedimentares e ígneas sob pressão direta (**Figura 6.5**). Essas superfícies ou planos de foliação podem cortar o acamamento em qualquer ângulo ou ser paralelas a ele (Figura 6.5). Em geral, à medida que aumenta o grau de metamorfismo regional, a foliação torna-se mais pronunciada.

A principal causa da foliação é a presença de minerais placoides, principalmente as micas e a clorita. Os planos de todos os cristais placoides são alinhados paralelos à foliação, um alinhamento chamado de *orientação preferencial* dos minerais (Figura 6.5). Quando os minerais placoides cristalizam-se, a orientação preferencial é geralmente perpendicular à direção principal das forças de compressão da rocha, e ela é deformada durante o metamorfismo. Os cristais de minerais preexistentes podem produzir a foliação por rotação, até ficarem paralelos ao plano desenvolvido.

A forma mais comum de foliação é vista na ardósia, uma rocha metamórfica comum que é facilmente partida em superfícies lisas e paralelas, como se fossem folhas delgadas. Essa *clivagem ardosiana* (não confundir com a clivagem perfeita de filossilicatos como as micas) desenvolve-se ao longo de intervalos mais ou menos delgados e regulares em uma rocha.

Os minerais cujos cristais são alongados, em forma de lápis, tendem a assumir uma orientação preferencial durante o metamorfismo e, normalmente, alinham-se paralelos ao plano da foliação. As rochas que contêm anfibólios em abundância, tipicamente as vulcânicas máficas metamorfizadas, têm esse tipo de textura.

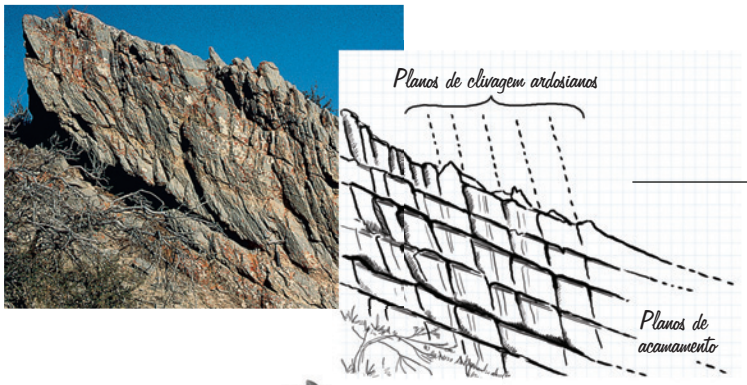
### Rochas foliadas

As **rochas foliadas** são classificadas de acordo com quatro critérios principais:

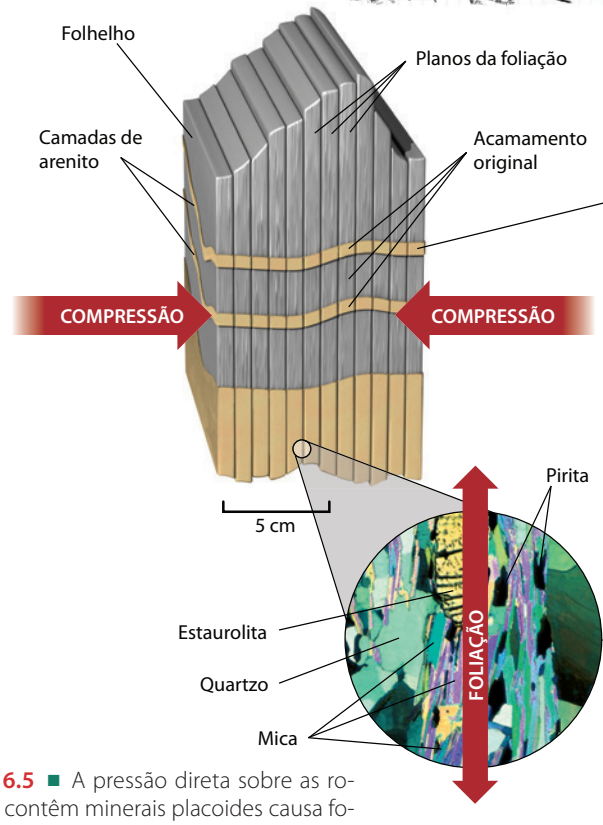
1. Grau metamórfico
2. O tamanho de seus grãos (cristais)
3. A natureza da sua foliação
4. Bandamento

A **Figura 6.6** mostra exemplos dos principais tipos de rochas foliadas. Em geral, a foliação progride de uma textura para outra, refletindo o aumento na temperatura e na pressão. Nessa progressão, um folhelho pode ser metamorfizado primeiramente para uma ardósia, passando para um filito, depois para um xisto, em seguida, para um gnaisse e, finalmente, para um migmatito.

**ARDÓSIA** As **ardósias** são as rochas foliadas de mais baixo grau. Elas têm grãos tão finos que seus minerais individuais não podem ser vistos facilmente sem um microscópio. Elas são comumente produzidas pelo metamorfismo de folhelhos ou, com menos frequência, de depósitos de cinzas vulcânicas. As ardósias geralmente variam de cinza-




1 A pressão direta faz com que as rochas sedimentares, como o folhelho, formem planos de clivagem que podem diferir dos planos de acamamento.




2 O acamamento original em uma amostra pode ser visto a partir das camadas delgadas mais arenosas.

3 A rocha que sofre metamorfismo regional exibe foliação causada por forças compressivas.

4 As rochas desenvolvem foliação quando contêm minerais placoides, que se alinham ao longo da orientação preferencial. Dependendo da orientação preferencial, as forças compressivas fazem com que os minerais da rocha cresçam ou se alinhem perpendicularmente às forças de compressão.

**FIGURA 6.5** ■ A pressão direta sobre as rochas que contêm minerais placoides causa foliação. [(*acima*) Marli Miller; (*abaixo*) S. Dobos]

-escuro a preto, sendo coloridas por pequenas quantidades de matéria orgânica originalmente presentes no folhelho parental. Os pedreiros de ardósias aprenderam há muito tempo a reconhecer essa foliação e usam isso para fazer chapas de ardósia, espessas ou delgadas, para serem usadas como telhas e quadros-negros. Ainda hoje são utilizadas lajes planas de ardósia para pavimentar caminhos, principalmente onde ela é abundante.

**FILITO** Os **filitos** são de grau levemente mais alto que as ardósias, mas são similares em suas características e origem. Eles tendem a ter um brilho mais ou menos lustroso, resultante de cristais de mica e clorita que cresceram um pouco maiores que os da ardósia. Os filitos, como as ardósias, tendem a se partir em folhas delgadas, mas menos perfeitamente que elas.

**XISTO** Em baixos graus de metamorfismo, os cristais de minerais placoides são geralmente muito pequenos para serem vistos e a foliação é pouco espaçada. Porém, quando as rochas são submetidas a maiores temperaturas e pressões, os cristais placoides crescem o suficiente para serem visíveis a olho nu, e os minerais tendem a segregar-se em bandas mais claras e mais escuras. Esse arranjo paralelo dos minerais em folhas produz a foliação penetrativa, espessa e ondulada, chamada de *xistosidade*, a qual caracteriza os **xistos**, que estão entre os tipos de rochas metamórficas mais abundantes. Eles contêm mais de 50% de minerais placoides, principalmente micas, como a muscovita e a biotita. Os xistos podem conter camadas delgadas de quartzo, feldspato ou ambos, dependendo da quantidade de quartzo do folhelho original.

**FIGURA 6.6** ■ As rochas foliadas são classificadas por grau metamórfico, tamanho do grão, natureza da foliação e bandamento. [*ardósia, filito, xisto, gnaisse:* John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum; *migmatito:* Kip Hodges]

**GNAISSE** Uma foliação ainda mais espessa é mostrada pelos **gnaisses** de alto grau, que são rochas de coloração clara, com bandas espessas de minerais claros e escuros segregados na rocha. A *foliação dos gnaisses* em camadas claras e escuras resulta da segregação de quartzo e feldspato, de coloração clara, e anfibólios e outros minerais máficos, de coloração escura. Os gnaisses são rochas de grão grosso, e a razão entre os minerais granulares e os placoides é maior do que nas ardósias ou nos xistos. O resultado é uma foliação fraca e, assim, com pequena tendência para se partir. Sob condições de alta pressão e temperatura, as assembleias minerais das rochas de grau mais baixo, contendo micas e cloritas, transformar-se-ão em novas assembleias dominadas por quartzo e feldspato, com menos quantidades de micas e anfibólios.

**MIGMATITO** Em temperaturas mais altas que as necessárias para produzir gnaisses, a rocha encaixante pode começar a se fundir. Nesse caso, como nas rochas ígneas (ver Capítulo 4), os primeiros minerais a se fundir serão os de menor temperatura de fusão. Portanto, apenas parte da rocha encaixante se fundirá, e a fusão pode migrar apenas por uma pequena distância antes de resfriar-se novamente. As rochas produzidas desse modo são muito deformadas e contorcidas e são penetradas por muitos veios e pequenas lentes, algumas com formas de navetas, de rochas fundidas. O resultado é uma mistura de rochas ígneas e metamórficas chamada de **migmatito**. Alguns migmatitos são sobretudo metamórficos, com apenas uma proporção pequena de material ígneo. Outros foram tão afetados pela fusão que são considerados quase completamente ígneos.

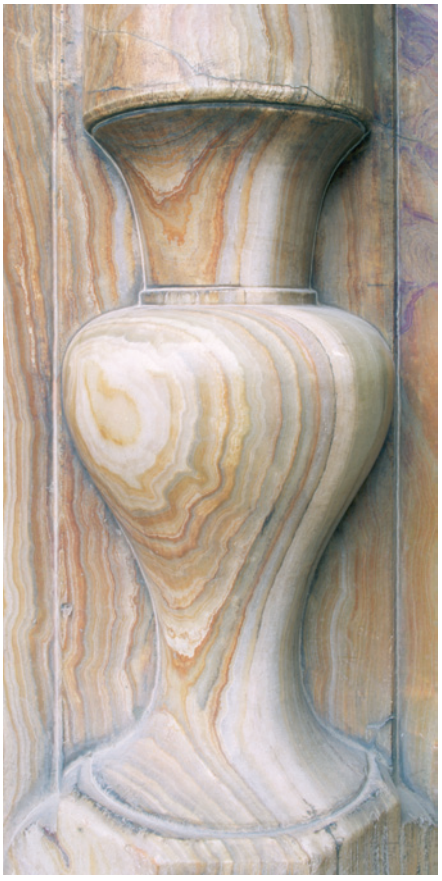
## Rochas granoblásticas

As **rochas granoblásticas** são compostas principalmente por cristais que cresceram em formas equidimensionais, como cubos e esferas, em vez de formas placoides ou alongadas. Essas rochas resultam de processos metamórficos, como o metamorfismo de contato, em que a pressão direta está ausente, por isso a foliação não ocorre. Entre as rochas granoblásticas estão o cornubianito, o quartzito, o mármore, o *greenstone*, o anfibolito e o granulito (**Figura 6.7**). Todas as rochas granoblásticas, excluindo o cornubianito, são definidas por sua composição mineral, em vez de sua textura, porque são de aparência maciça.

O **cornubianito** é uma rocha metamórfica de contato de alta temperatura, com tamanho de grão uniforme, que sofreu pouca ou nenhuma deformação (ver Figura 3.27). Ele forma-se de rocha sedimentar de grão fino e de outros tipos de rocha contendo uma abundância de minerais silicáticos. Os cornubianitos têm uma textura granular dominante, embora comumente contenham piroxênio, que forma cristais alongados, e algumas micas. Seus cristais placoides ou alongados são orientados aleatoriamente e não têm textura foliada.

Os **quartzitos** são rochas muito duras e brancas, derivadas de arenitos ricos em quartzo. Alguns quartzitos são maciços, sem preservação de acamamento ou foliação (Figura 6.7a). Outros contêm bandas delgadas de ardósias

Quartzito



Mármore

**FIGURA 6.7** ■ Rochas metamórficas granoblásticas (não foliadas): quartzito [Breck P. Kent]; mármore [Diego Lezama Orezzoli/Corbis].

ou xistos, relíquias da intercalação original de camadas de argilas ou folhelhos.

Os **mármores** são os produtos metamórficos da ação do calor e da pressão sobre os calcários e dolomitos. Alguns mármores brancos e puros, como o famoso mármore italiano de Carrara, apreciado pelos escultores, mostram uma textura lisa, homogênea, de cristais intercrescidos de calcita com tamanho uniforme. Outros mármores mostram um bandamento irregular ou mosqueado de silicatos ou outras impurezas minerais do calcário original (ver Figura 6.7b).

Os *greenstones*[8] são rochas vulcânicas máficas metamorfizadas. Muitas dessas rochas de baixo grau são formadas por metamorfismo de assoalho oceânico. Grandes áreas do fundo oceânico são cobertas por basaltos leve ou extensivamente alterados desse modo nas dorsais mesoceânicas. Uma abundância de cloritas confere a essas rochas seu aspecto esverdeado.

O **anfibolito** é formado de anfibólio e plagioclásio. Ele é tipicamente o produto do metamorfismo de médio a alto grau de vulcânicas máficas. Os anfibolitos foliados são produzidos quando ocorre deformação.

Os **granulitos**, que são rochas metamórficas de alto grau muitas vezes chamadas de *granofels*[9], têm textura granular e homogênea. Os granofels são rochas de grão médio a grosso, com cristais equidimensionais, e mostram apenas foliação fraca. Eles são formados pelo metamorfismo de folhelhos, arenitos impuros e muitos tipos de rochas ígneas.

## Porfiroblastos

Os novos cristais metamórficos podem crescer como cristais grandes, circundados por uma matriz de grão muito fino de outros minerais (**Figura 6.8**). Esses cristais grandes são **porfiroblastos** e são encontrados em rochas de metamorfismo regional e de contato. Os porfiroblastos formam-se a partir de minerais que são estáveis por uma ampla variedade de pressões e temperaturas. Os cristais desses minerais crescem enquanto os minerais da matriz estão sendo continuamente recristalizados à medida que as pressões e as temperaturas são alteradas, portanto, substituem partes da matriz. Os porfiroblastos variam em tamanho, oscilando de poucos milímetros a vários centímetros de diâmetro. A granada e a estaurolita são os dois

**FIGURA 6.8** ■ Porfiroblastos de granada em uma matriz xistosa. Os minerais na matriz são continuamente recristalizados à medida que as pressões e as temperaturas mudam e, portanto, atingem apenas tamanhos pequenos. Por outro lado, os porfiroblastos crescem até atingir tamanhos grandes porque são estabilizados por uma ampla variedade de pressões e temperaturas. [Chip Clark]

**QUADRO 6.1** Classificação das rochas metamórficas com base na textura

| Classificação | Características | Nome da rocha | Rocha-fonte típica |
|---|---|---|---|
| Foliada | Distinguida por clivagem ardosiana, xistosidade ou bandamento gnáissico; os grãos minerais mostram orientação preferencial | Ardósia<br>Filito<br>Xisto<br>Gnaisse | Folhelho, arenito |
| Granoblástica (não foliada) | Granular, caracterizada por grãos interpenetrados,[10] grossos ou finos; com pouca ou nenhuma orientação preferencial | Cornubianito<br>Quartzito<br>Mármore<br>Argilito<br>*Greenstones*<br>Anfibolito[a]<br>Granulito[b] | Folhelhos, vulcânicas<br>Arenitos ricos em quartzo<br>Calcário, dolomito<br>Folhelho<br>Basalto<br>Folhelho, basalto<br>Folhelho, basalto |
| Porfiroblástica | Conjunto de cristais grandes em uma matriz fina | Ardósia a gnaisse | Folhelhos |

[a] Normalmente contém muito anfibólio, o qual pode mostrar alinhamento de cristais longos e estreitos.
[b] Rocha de alta temperatura e de alta pressão.

minerais que comumente formam porfiroblastos, porém, muitos outros minerais também podem ser encontrados com essas características. A composição precisa e a distribuição dos porfiroblastos desses dois minerais podem ser usadas para inferir as trajetórias de pressão e temperatura que ocorreram durante o metamorfismo, como veremos mais tarde neste capítulo.

O Quadro 6.1 é um resumo das classes texturais das rochas metamórficas e de suas principais características.

## Metamorfismo regional e grau metamórfico

Como vimos, as rochas metamórficas são formadas sob uma ampla variação de condições, e seus minerais e texturas são índices da pressão e da temperatura da crosta e, também, do local e do tempo em que foram formados. Os geólogos que estudam a formação das rochas metamórficas buscam constantemente determinar a intensidade e o tipo de forma mais preciso do que é indicado pela designação de "baixo grau" e "alto grau". Para melhor fazer essa distinção, eles leem os minerais como se fossem medidores de pressão e termômetros. A técnica é mais bem ilustrada por sua aplicação ao metamorfismo regional.

### Isógradas minerais: mapeando zonas de transição

Quando os geólogos estudam extensos cinturões de rochas de metamorfismo regional, eles podem ver muitos afloramentos, cada qual mostrando certo conjunto de minerais. Diferentes partes desses cinturões podem ser distinguidas pelos seus *minerais-índice*. Um mineral-índice é o mineral característico que representa uma variação restrita de pressão e temperatura (**Figura 6.9**). Por exemplo, pode-se passar de uma região de folhelhos não metamorfizados para um cinturão de ardósias fracamente metamorfizadas (Figura 6.9a). No cinturão de ardósias, um novo mineral, a clorita, aparece. A clorita é um mineral-índice que marca o ponto em que passamos para uma nova região com grau metamórfico mais alto. Se estudos de laboratório determinaram a temperatura e pressão em que se forma o mineral-índice, podemos obter conclusões sobre as condições que existiram quando as rochas na região foram formadas.

Podemos usar as ocorrências de minerais-índice para compor um mapa dos limites entre as zonas metamórficas. Os geólogos definem as zonas traçando linhas chamadas de *isógradas*, que representam as transições de uma zona para outra. As isógradas são usadas na Figura 6.9a para mostrar uma série de assembleias minerais produzidas por metamorfismo regional de um folhelho na Nova Inglaterra. Um padrão de isógradas tende a seguir as feições de deformação de uma região, como as dobras e as falhas. Uma isógrada baseada em um único mineral-índice, como a da clorita mostrada na Figura 6.9a, é uma boa medida aproximada da pressão e da temperatura do metamorfismo.

Para determinar a pressão e a temperatura mais precisamente, os geólogos examinam um grupo de dois ou três minerais cujas texturas indicam que se cristalizaram juntos. Por exemplo, com base em dados de laboratório, um geólogo sabe que uma zona de sillimanita que contenha ortoclásio e sillimanita formou-se pela reação da muscovita e do quartzo a temperaturas de aproximadamente 600°C e pressões em torno de 5 kbar, liberando água (como vapor d'água) no processo. A isógrada da silimanita registra a seguinte reação:

$$\underset{KAl_3Si_3O_{10}(OH)}{\text{moscovita}} + \underset{SiO_2}{\text{quartzo}} \rightarrow \underset{KAlSi_3O_8}{\text{K-feldspato}} + \underset{Al_2SiO_5}{\text{sillimanita}} + \underset{H_2O}{\text{água}}$$

As isógradas revelam a pressão e a temperatura na qual os minerais se formam; assim, a sequência de isógradas em um cinturão metamórfico pode diferir daquelas que ocorrem em outro cinturão. A razão para essas dife-

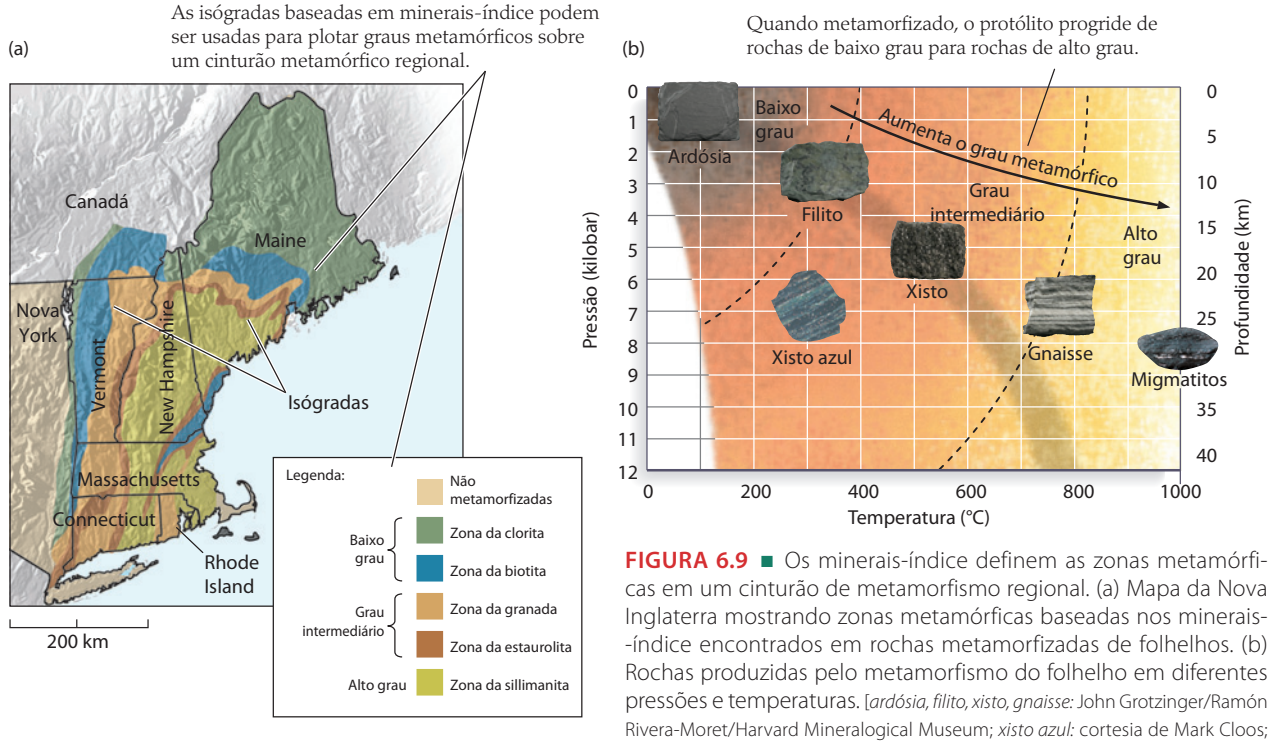



**FIGURA 6.9** ■ Os minerais-índice definem as zonas metamórficas em um cinturão de metamorfismo regional. (a) Mapa da Nova Inglaterra mostrando zonas metamórficas baseadas nos minerais-índice encontrados em rochas metamorfizadas de folhelhos. (b) Rochas produzidas pelo metamorfismo do folhelho em diferentes pressões e temperaturas. [*ardósia, filito, xisto, gnaisse:* John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum; *xisto azul:* cortesia de Mark Cloos; *migmatito:* Kip Hodges]

renças é que, como vimos, a pressão e a temperatura não aumentam na mesma proporção em todos os ambientes de tectônica de placas.

## Grau metamórfico e composição do protólito

O tipo de rocha metamórfica que resulta de um dado grau de metamorfismo depende parcialmente da composição mineralógica do protólito ou rocha parental (**Figura 6.10**). O metamorfismo do folhelho, mostrado na Figura 6.9b, revela os efeitos da pressão e da temperatura na rocha parental rica em argilominerais, quartzo e, talvez, alguns minerais de carbonato. O metamorfismo das rochas vulcânicas máficas, compostas predominantemente por feldspatos e piroxênio, segue um curso diferente (Figura 6.10a).

No metamorfismo regional do basalto, por exemplo, a rocha de menor grau caracteristicamente contém vários minerais do grupo da **zeólita**. Os minerais silicáticos dessa classe contêm água em cavidades dentro da estrutura do cristal. Os minerais do grupo da zeólita formam-se por alterações em temperaturas e pressões muito baixas. Assim, as rochas que contêm esse grupo de minerais são identificadas como pertencentes ao grau da zeólita.

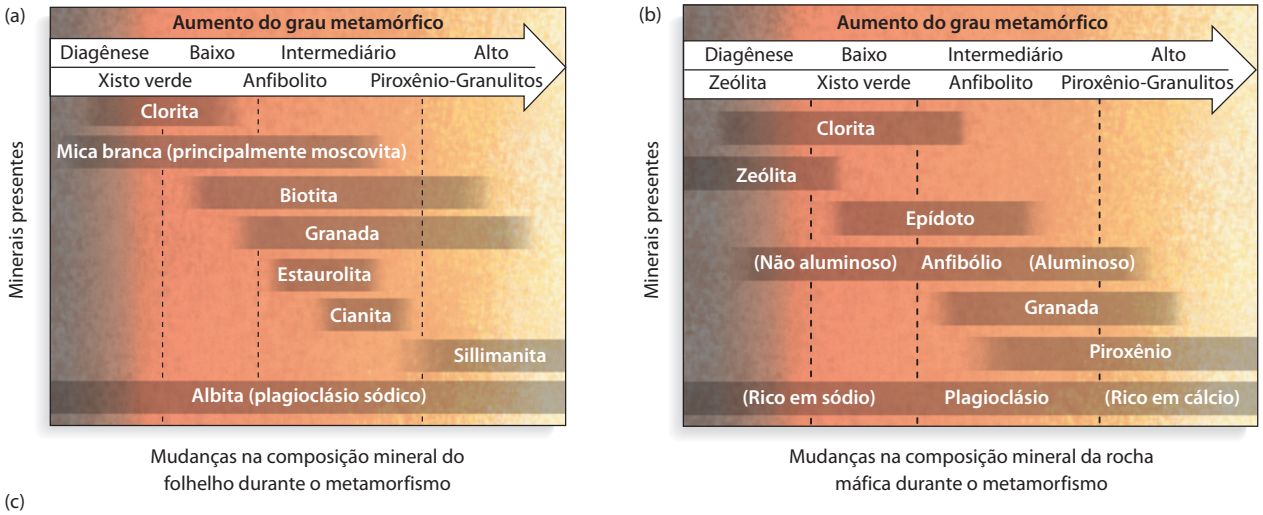
Sobrepondo-se ao grau da zeólita, há um grau mais alto de rochas vulcânicas máficas metamorfizadas, o grau dos **xistos verdes**, cujo mineral abundante inclui a clorita. Após, há o anfibolito, o qual contém uma grande quantidade de anfibólios. O grau mais alto de vulcânicas máficas metamorfizadas compreende os piroxênio-granulitos, que são rochas de grão grosso contendo piroxênio e plagioclásio cálcico.

As rochas dos graus do xisto verde, do anfibolito e do granulito também são formadas durante o metamorfismo de rochas sedimentares como o folhelho, conforme mostrado na Figura 6.10b. Os piroxênio-granulitos são os produtos do metamorfismo de alto grau, no qual a temperatura é alta e a pressão é moderada. A situação oposta, na qual a pressão é alta e a temperatura é moderada, produz rochas de grau do **xisto azul**, com várias composições iniciais, de rochas vulcânicas máficas a rochas sedimentares argilosas (ver Figura 6.9b). O nome vem da abundância de glaucofânio, um anfibólio azul, presente nessas rochas. Outra rocha metamórfica, formada sob pressões extremamente altas e temperaturas moderadas a altas, é o eclogito, o qual é rico em granada e piroxênio.

## Fácies metamórficas

Podemos pôr todas essas informações sobre graus de rochas metamórficas em um cinturão metamórfico regional – derivados de rochas parentais de muitas composições químicas diferentes – em um gráfico de temperatura e pressão (**Figura 6.11**). As **fácies metamórficas** são agrupamentos de rochas de várias composições minerais formadas sob diferentes graus de metamorfismo e de protólitos distintos. Ao designarmos fácies metamórficas particulares, poderemos ser mais específicos sobre a intensidade do metamorfismo preservado nas rochas. Dois pontos essenciais caracterizam o conceito de fácies metamórficas:

1. Diferentes tipos de rochas metamórficas são formados a partir de protólitos de composições diferentes em um mesmo grau de metamorfismo.




(c)

| Fácies metamórficas | Minerais produzidos a partir de um folhelho parental | Minerais produzidos a partir de um basalto parental |
|---|---|---|
| Xisto verde | Moscovita, clorita, quartzo, albita | Albita, epídoto, clorita |
| Anfibolito | Moscovita, biotita, granada, quartzo, albita, estaurolita, cianita, sillimanita | Anfibólio, plagioclásio |
| Granulito | Granada, sillimanita, albita, ortoclásio, quartzo, biotita | Piroxênio cálcico, plagioclásio cálcico |
| Eclogito | Granada, piroxênio sódico, quartzo/coesita, cianita | Piroxênio sódico, granada |

**FIGURA 6.10** ■ O tipo de rocha metamórfica que resulta de um dado grau de metamorfismo depende parcialmente da composição mineralógica da rocha parental. (a) Mudanças na composição mineral do basalto (uma rocha vulcânica máfica) com o aumento do grau metamórfico. (b) Mudanças na composição mineral do folhelho (uma rocha sedimentar) com o aumento do grau metamórfico. (c) Principais minerais das fácies metamórficas produzidos a partir de folhelho e basalto.

2. Diferentes tipos de rochas metamórficas são formados sob diferentes graus de metamorfismo a partir de protólitos de mesma composição.

A Figura 6.10c lista os principais minerais das fácies metamórficas produzidas a partir do folhelho e do basalto. Devido à intensa variação de composição do protólito, não há limites nítidos entre as fácies metamórficas (ver Figura 6.11). Talvez o motivo mais importante para analisar fácies metamórficas é que elas nos dão pistas sobre os processos da tectônica de placas responsáveis pelo metamorfismo, como veremos a seguir.

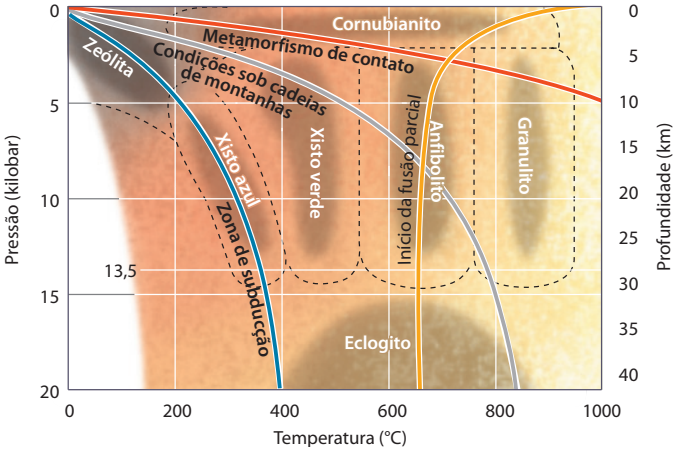



**FIGURA 6.11** ■ As fácies metamórficas correspondem a uma combinação particular de pressão e temperatura, que correspondem a determinados ambientes de tectônica de placas. A linha pontilhada indica a natureza de sobreposição dos limites entre as fácies metamórficas.

## Tectônica de placas e metamorfismo

Logo depois de a teoria da tectônica de placas ter sido proposta, os geólogos começaram a ver como os padrões de metamorfismo se ajustavam dentro do contexto maior de movimentos das placas tectônicas. Os diferentes tipos de metamorfismo têm probabilidade de ocorrer nos distintos ambientes tectônicos (ver Figura 6.4):

- *Interior das placas*. Metamorfismo de contato, metamorfismo de soterramento e, talvez, metamorfismo regional, que pode ocorrer na base da crosta. O metamorfismo de impacto, provavelmente, é preservado nesse ambiente, porque a grande área exposta no interior das placas oferece uma grande área-alvo para registrar eventos raros de impacto de meteoritos.
- *Margens de placas divergentes*. Metamorfismo de assoalho oceânico e metamorfismo de contato, ao redor de plútons intrudidos na crosta oceânica, são encontrados em margens de placas divergentes.
- *Margens de placas convergentes*. Metamorfismo regional, metamorfismo de alta pressão e pressão ultra-alta, metamorfismo de contato, ao redor de plútons intrudidos, são encontrados em margens de placas convergentes.
- *Margens de placas transformantes*. Em ambientes oceânicos, pode ocorrer metamorfismo de assoalho oceânico. Tanto em ambientes oceânicos quanto continentais, ocorre o cisalhamento extensivo ao longo do limite das placas.

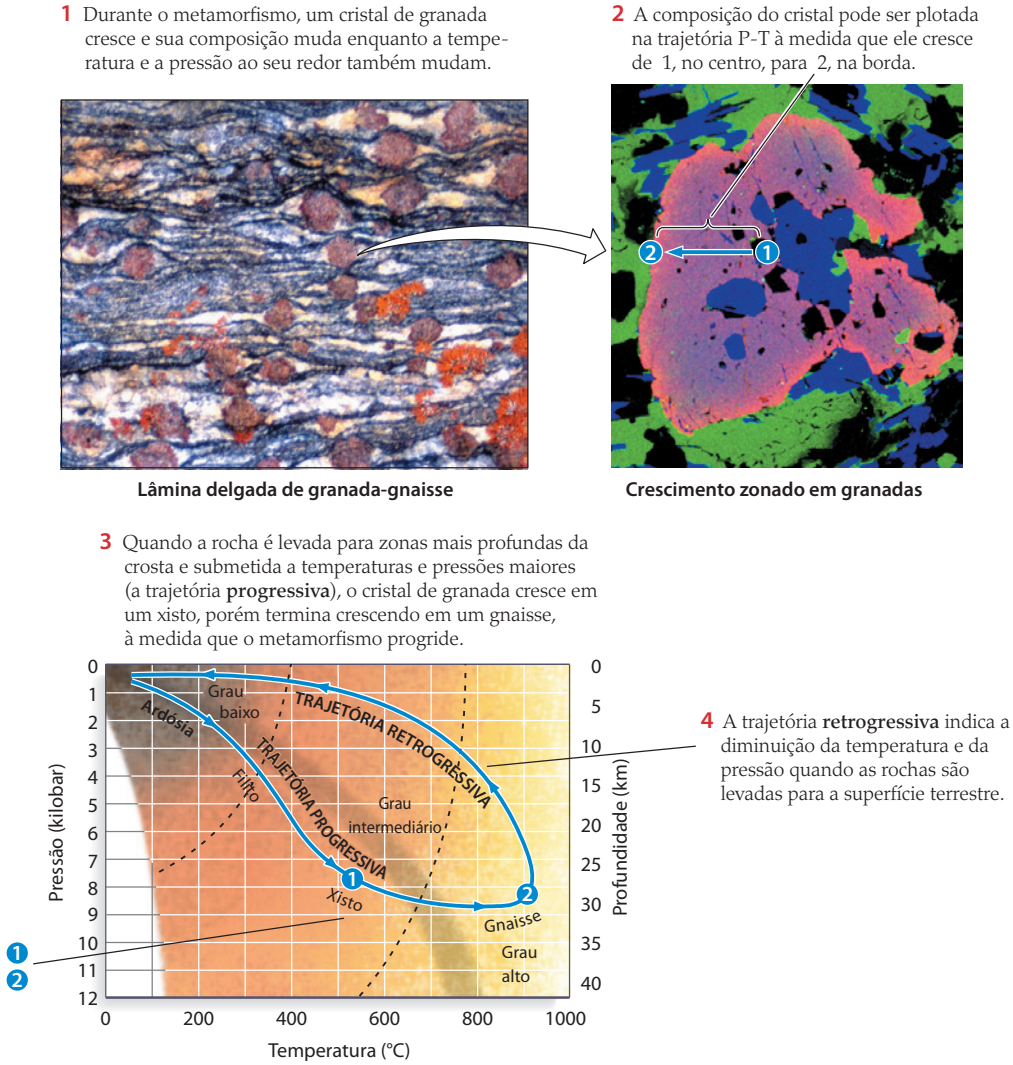



**FIGURA 6.12** ■ Porfiroblastos como a granada podem ser usados para representar as trajetórias P-T de rochas metamórficas em gráfico. A trajetória P-T que uma rocha metamórfica geralmente segue começa com um aumento de pressão e temperatura (trajetória progressiva), seguido de uma queda de pressão e temperatura (trajetória retrogressiva). [Fotos cortesia de Kip Hodges]

## Trajetórias de pressão e temperatura do metamorfismo

O conceito de grau metamórfico, introduzido anteriormente, pode nos fornecer informações sobre a pressão máxima ou sobre a temperatura a que a rocha foi submetida, mas não diz nada a respeito do local onde a rocha encontra essas condições ou sobre a forma como ela foi **exumada** ou transportada para a superfície terrestre.

Cada rocha metamórfica tem uma história singular de mudança de temperatura e pressão que é refletida em sua textura e mineralogia. Essa história é chamada de trajetória pressão-temperatura do metamorfismo, ou de **trajetória P-T**. A trajetória P-T pode ser um registro sensível de muitos fatores importantes que influenciam o metamorfismo, como as fontes de calor, as quais mudam as temperaturas, e as taxas de transporte tectônico (soterramento e exumação), que mudam as pressões. Portanto, as trajetórias P-T são características de determinados ambientes da tectônica de placas.

Para obter uma trajetória P-T, os geólogos devem analisar minerais metamórficos específicos em laboratório. Um dos minerais mais amplamente usados é a granada, um porfiroblasto comum que serve como um tipo de dispositivo de gravação (**Figura 6.12**). Durante o metamorfismo, as granadas crescem uniformemente, e quando a pressão e a temperatura do ambiente circundante mudam,

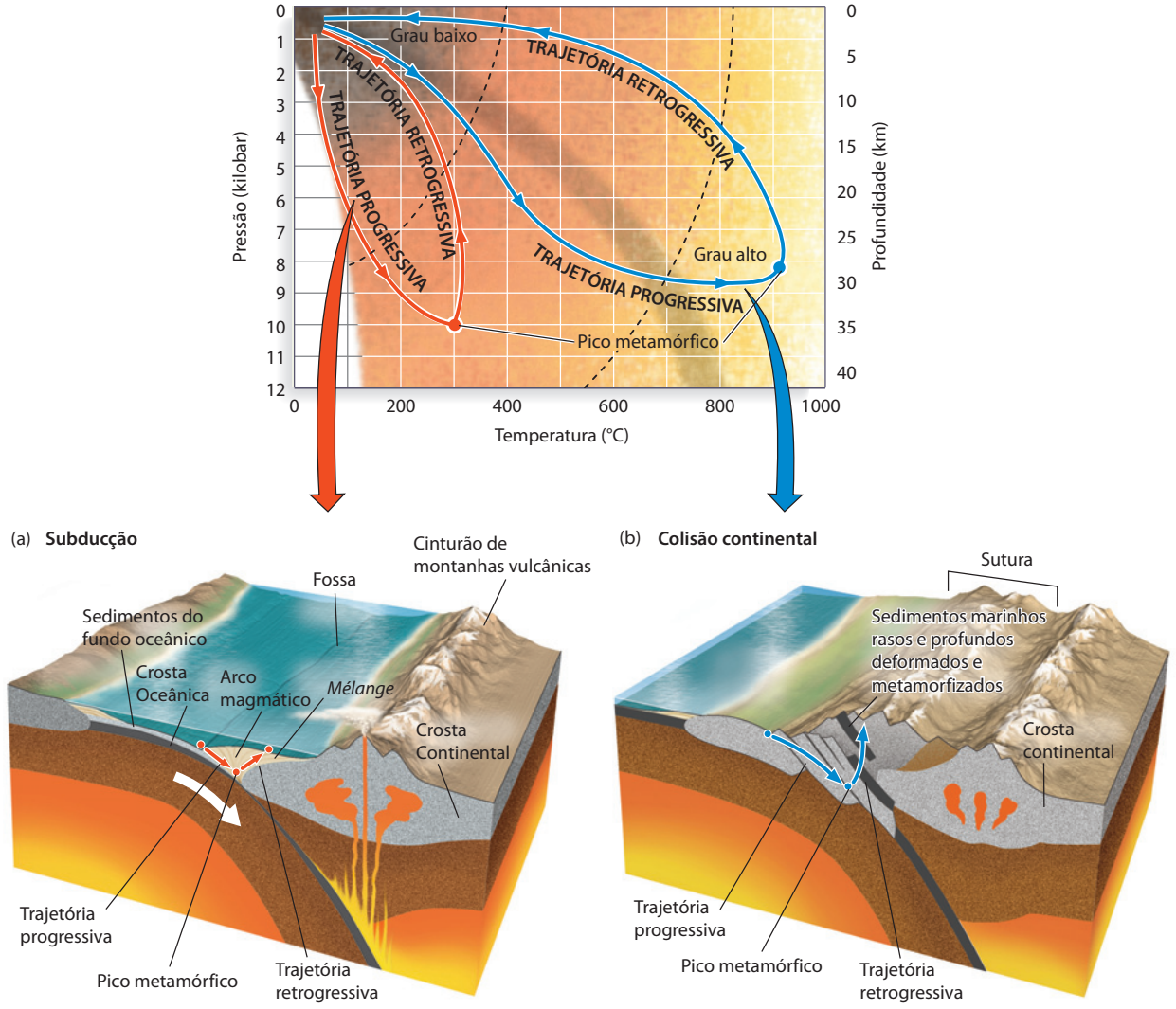



**FIGURA 6.13** ■ As trajetórias P-T indicam a trajetória das rochas durante o metamorfismo. (a) Metamorfismo de *mélange* em uma zona de convergência oceano-continente. (b) Metamorfismo em uma zona de convergência continente-continente. As diferentes trajetórias P-T das rochas formadas nesses diferentes ambientes tectônicos indicam diferenças de gradiente térmico. As rochas transportadas para profundidades e pressões similares sob um cinturão de montanhas tornam-se muito mais quentes do que as rochas transportadas para uma profundidade equivalente por subducção.

a composição da granada também muda. A parte mais antiga da granada é o seu núcleo, e a mais jovem, a sua borda externa. Assim, a variação da composição do núcleo em relação à borda revelará a história das condições de metamorfismo. A partir de um valor da composição da granada medido em laboratório, os valores correspondentes de pressão e temperatura podem ser obtidos e, então, plotados como uma trajetória P-T (ver Geologia na Prática).

As trajetórias P-T têm dois segmentos: o *progressivo*, que indica aumento de pressão e temperatura, e o *retrogressivo*, que indica diminuição de pressão e temperatura. As trajetórias P-T de algumas assembleias de rochas que se formam em limites convergentes são mostradas na **Figura 6.13**.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Como é feita a leitura da história geológica em cristais?

O que um cristal minúsculo de granada pode nos dizer sobre a história do local em que foi encontrado? O conhecimento do ambiente tectônico em que uma amostra de rocha se formou nos informa sobre outros tipos de minerais que podem ser encontrados nesse ambiente. Os geólogos usam variações na composição química de porfiroblastos de granada para deduzir as taxas relativas na qual as rochas que os contêm foram soterradas e, depois, exumadas. Essas taxas, por sua vez, refletem ambientes tectônicos específicos, como mostra a Figura 6.13.

A composição química de um porfiroblasto de granada geralmente varia progressivamente do centro para as bordas (ver Figura 6.12). Essa progressão nos dá uma noção da mudança de pressão e temperatura como função do tempo: o centro do cristal registra condições mais antigas, enquanto a borda grava condições mais recentes. Alterações no conteúdo de cálcio da granada monitoram mudanças de pressão, ao passo que seu conteúdo de ferro é mais sensível a mudanças de temperatura. Observamos que o aumento de pressão para uma dada variação de valores de temperatura é muito maior durante a subducção em zonas de convergência continente-oceano do que durante o soerguimento de montanhas em zonas de convergência continente-continente. Por outro lado, uma rocha aquecida por intrusão ígnea sofre um aumento de temperatura, mas pouca mudança de pressão.

Pela análise da composição química de cristais de granada, podemos distinguir entre esses diferentes processos metamórficos. Para isso, podemos comparar mudanças na abundância do elemento de interesse (cálcio ou ferro) com a soma das mudanças na abundância de todos os elementos que podem variar na granada: cálcio (Ca), ferro (Fe), magnésio (Mg) e manganês (Mn). O cálculo das mudanças reais de pressão e temperatura que uma rocha sofreu durante o metamorfismo exige dados adicionais, inclusive a composição da assembleia mineral completa. Mesmo sem esses detalhes, no entanto, é possível fazer algumas estimativas aproximadas.

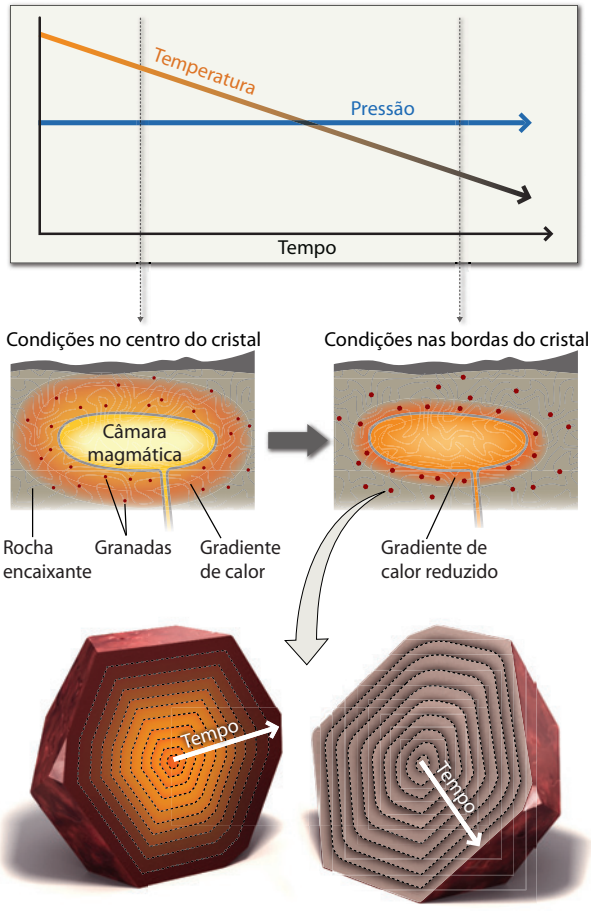
Os seguintes dados foram obtidos por meio da mensuração do número de átomos de quatro elementos no centro e na borda de um porfiroblasto de granada:

| Elemento | Abundância no centro | Abundância na borda |
|---|---|---|
| Ca | 0,30 | 0,30 |
| Fe | 2,25 | 1,98 |
| Mg | 0,20 | 0,52 |
| Mn | 0,25 | 0,20 |

Primeiro, calculamos as abundâncias relativas de cálcio e ferro no centro do cristal usando as seguintes razões:

$$\left(\frac{\text{Abundância de Ca}}{\text{Abundância de Ca + Fe + Mg + Mn}}\right)_{\text{centro}} = \frac{0{,}30}{0{,}30 + 2{,}25 + 0{,}20 + 0{,}25} = 0{,}10$$

$$\left(\frac{\text{Abundância de Fe}}{\text{Abundância de Ca + Fe + Mg + Mn}}\right)_{\text{centro}} = \frac{2{,}25}{0{,}30 + 2{,}25 + 0{,}20 + 0{,}25} = 0{,}75$$




**Ferro**
O conteúdo relativo de ferro diminui do centro para a borda do cristal, indicando redução de temperatura.

**Cálcio**
...enquanto o conteúdo relativo de cálcio permanece constante em todo o cristal, indicando pressão constante.

A seguir, fazemos o mesmo para as abundâncias relativas de cálcio e ferro na borda:

$$\left(\frac{\text{Abundância de Ca}}{\text{Abundância de Ca + Fe + Mg + Mn}}\right)_{\text{borda}} = \frac{0{,}30}{0{,}30 + 1{,}98 + 0{,}52 + 0{,}20} = 0{,}10$$

$$\left(\frac{\text{Abundância de Fe}}{\text{Abundância de Ca + Fe + Mg + Mn}}\right)_{\text{borda}} = \frac{1{,}98}{0{,}30 + 1{,}98 + 0{,}52 + 0{,}20} = 0{,}66$$

Com base nesses dados, o que se pode dizer sobre o evento metamórfico que resultou no crescimento desse cristal de granada? A rocha foi carregada para baixo em uma zona de subducção ou estava imóvel ao lado de uma intrusão ígnea?

A diminuição do conteúdo de ferro de 0,75 para 0,66 do centro para a borda não está associada com nenhuma mudança no conteúdo de cálcio. Essa observação indica que o metamorfismo resultou principalmente de uma mudança de temperatura, sem mudança de pressão. Essas condições são mais consistentes com o metamorfismo próximo a uma intrusão ígnea do que com a subducção.

***PROBLEMA EXTRA:*** Suponha que os mesmos cálculos tenham demonstrado que o conteúdo de ferro foi constante, mas que o conteúdo de cálcio foi alterado significativamente do centro para a borda. Esse padrão seria consistente com o transporte das rochas para uma zona de subducção?

## Convergência continente-oceano

Uma assembleia metamórfica distinta forma-se quando uma placa transportando um continente em seu bordo principal converge sobre uma placa oceânica em processo de subducção (Figura 6.13a). O espesso pacote de sedimentos erodidos do continente rapidamente ocupa a depressão adjacente do fundo oceânico, que forma uma bacia flexural ao longo da zona de subducção. À medida que a litosfera oceânica descende, a região debaixo da parede interna da fossa (a parede próxima ao continente) é preenchida com esses sedimentos e com aqueles do fundo oceânico, além de fragmentos de ofiólitos raspados da placa descendente. O resultado é uma mistura caótica chamada de ***mélange***[11] (palavra francesa que significa "mistura"). Assembleias desse tipo, localizadas entre o *arco magmático* do continente e a fossa na costa afora, são muito complexas e variáveis. Os depósitos são todos intensamente dobrados, em fatias intrincadas e metamorfizadas (**Figura 6.14**). Eles são difíceis de mapear em detalhe, mas são reconhecidos por sua mistura e materiais distintivos e feições estruturais.

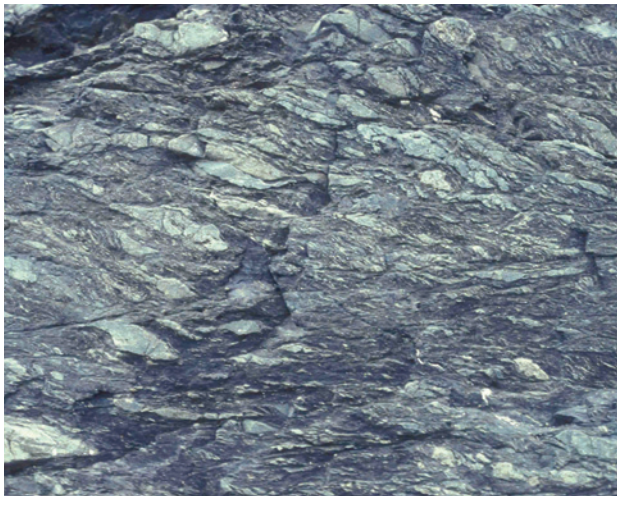


**FIGURA 6.14** ■ A *mélange* é um tipo de brecha composta de fragmentos rochosos formados por agitação em zonas de subducção. [John Platt]

**METAMORFISMO RELACIONADO À SUBDUCÇÃO** O xisto azul – rocha vulcânica e sedimentar metamorfizada cujos minerais indicam que foram originados sob pressões muito altas, porém em temperaturas relativamente baixas (ver Figura 6.9b) – forma-se da *mélange* na região da frente do arco de uma zona de subducção. Nesse local, os sedimentos podem ser rapidamente carregados para baixo na zona de subducção, para profundidades de até 30 km. A placa fria subduzida move-se tão depressa para baixo, que há pouco tempo para que se aqueça, mas a pressão na placa aumenta rapidamente.

Por fim, como parte do processo de subducção, o material eleva-se de volta para a superfície. Essa exumação ocorre por causa de dois efeitos: empuxo e circulação. Imagine tentar empurrar uma bola de basquete sob a superfície da água em uma piscina. A bola, cheia de ar, tem uma densidade menor que a água em torno; assim, tende a voltar para a superfície. De forma similar, as rochas metamórficas que sofreram subducção são conduzidas para cima devido ao seu próprio empuxo em relação à crosta circundante. Porém, para começar, o que "empurra" o material para baixo? Uma circulação natural estabelecida na zona de subducção, que você pode imaginar como se fosse um misturador de ovos. À medida que o misturador gira, ele move a espuma em uma direção circular. Se algo se move em uma direção, também pode se mover na direção oposta, pois o movimento é circular. De modo análogo, a porção mergulhante da placa em uma zona de subducção estabelece um movimento circular do material acima dela, primeiro puxando esse material para baixo, até grandes profundidades, e depois retornando-o para a superfície.

A Figura 6.13a mostra a trajetória P-T típica para as rochas submetidas a metamorfismo de grau xisto azul durante a subducção e a exumação. Note que a trajetória P-T forma um laço nesse diagrama. Se compararmos o gráfico da Figura 6.13a com o diagrama de fácies metamórficas da Figura 6.11, podemos ver que a parte progressiva da trajetória representa a subducção, como mostrado pelo rápido aumento da pressão, para um aumento apenas relativamente pequeno na temperatura. Durante a exu-

mação, o laço da trajetória retorna porque, enquanto a temperatura ainda está aumentando lentamente, a pressão está rapidamente diminuindo. A parte retrogressiva da trajetória P-T representa o processo de exumação, descrito mais adiante.

**EVIDÊNCIAS DE CONVERGÊNCIA OCEANO-CONTINENTE ANTIGA** Os elementos essenciais dessas assembleias de rochas relacionadas à subducção foram encontrados no registro geológico em muitos lugares, sobretudo em torno da bacia do Oceano Pacífico. Pode-se reconhecer uma *mélange* na formação Franciscan, da Cordilheira da Costa da Califórnia,[12] e no cinturão paralelo ao arco magmático da Serra Nevada, a leste. Essas rochas marcam a colisão mesozoica entre a Placa da América do Norte e a Placa de Farallon, que desapareceu por subducção (ver Figura 10.6). A localização da *mélange*, a oeste, e do cinturão de montanhas vulcânicas, a leste, mostra que a Placa de Farallon, a oeste, sofreu subducção. As análises das trajetórias P-T dos minerais metamórficos de grau xisto azul da *mélange*, pertencentes à formação Franciscan, revelam um laço similar àquele ilustrado na Figura 6.13a, indicando aumento rápido de pressão, o que caracteriza o diagnóstico de subducção.

## Colisão continente-continente

Devido à flutuação da crosta continental, quando um continente colide com outro ambos os continentes podem resistir à subducção e permanecer à tona. Como resultado, uma larga zona de intensa deformação desenvolve-se no limite onde os continentes se chocam. O remanescente de tal limite, deixado para trás no registro geológico, é chamado de **sutura**. A intensa deformação resulta em uma crosta continental muito espessada na zona de colisão, frequentemente produzindo altas montanhas. Os ofiólitos são muitas vezes encontrados próximos à sutura.

À medida que a litosfera torna-se mais espessa, as partes mais profundas da crosta continental aquecem-se e são metamorfizadas em graus diferentes. Em zonas mais profundas, a fusão pode iniciar-se ao mesmo tempo, formando câmaras magmáticas em locais profundos no núcleo da cadeia de montanhas. Dessa forma, uma mistura complexa de rochas metamórficas e ígneas forma o núcleo dos cinturões de montanhas. Milhões de anos depois, quando a erosão removeu as camadas superficiais das montanhas, os núcleos são expostos à superfície, fornecendo ao geólogo um registro rochoso dos processos metamórficos que formaram os xistos, gnaisses e outras rochas metamórficas.

As trajetórias P-T de rochas metamórficas produzidas por colisão continental têm uma forma diferente daquelas produzidas apenas por subducção. A colisão continental gera temperaturas maiores do que a subducção; portanto, à medida que uma rocha é empurrada para profundidades maiores, a temperatura correspondente a uma dada pressão será mais alta (ver Figura 6.13b). A trajetória P-T inicia no mesmo lugar que a trajetória da subducção, mas mostra um aumento mais rápido da temperatura à medida que pressões e profundidades maiores são atingidas. Os geólogos geralmente interpretam que o segmento progressivo de uma trajetória P-T colisional indica o soterramento de rochas sob altas montanhas. O segmento retrogressivo representa o soerguimento e a exumação das rochas soterradas durante o colapso das montanhas, ou por erosão ou por estiramento e adelgaçamento da crosta continental pós-colisão.

O principal exemplo de uma colisão de continentes é o Himalaia, que iniciou sua formação há cerca de 50 milhões de anos, quando o continente indiano colidiu com o asiático. A colisão continua hoje: a Índia move-se para dentro da Ásia a uma taxa de poucos centímetros por ano, e o soerguimento ainda está em andamento, do mesmo modo que falhamentos e taxas muito rápidas de erosão causadas por rios e geleiras.

## Exumação: o elo entre a tectônica de placas e os geossistemas do clima

Há 40 anos, a teoria da tectônica de placas forneceu uma pronta explicação de como as rochas metamórficas poderiam ser originadas por meio da expansão do assoalho oceânico, da subducção de placas e da colisão continental. Em meados da década de 1980, o estudo das trajetórias P-T forneceu um quadro mais bem resolvido dos mecanismos tectônicos específicos relacionados com o soterramento e o metamorfismo de rochas em grandes profundidades. Na mesma época, esses estudos surpreenderam os geólogos ao fornecerem uma imagem também muito nítida dos processos subsequentes ao soterramento, e por vezes muito rápidos, que causam o soerguimento e a exumação dessas rochas soterradas em grande profundidade. Desde a época dessa descoberta, os geólogos têm pesquisado os mecanismos exclusivamente tectônicos que poderiam trazer, de forma tão rápida, essas rochas de volta para a superfície terrestre.

Uma ideia bastante difundida é a de que as montanhas, tendo alcançado tão grandes elevações durante o espessamento crustal devido à colisão, repentinamente malogram por colapso gravitacional. O velho ditado "tudo que sobe, desce" aplica-se aqui, mas com resultados surpreendentemente rápidos. De fato tão rápidos, que alguns geólogos não acreditam que a gravidade seja o único efeito importante, pois outras forças também devem estar agindo.

Como vamos ver no Capítulo 22, os geólogos que estudam as paisagens descobriram que as taxas de erosão extremamente altas podem ser produzidas por geleiras e rios em uma região de montanhas tectonicamente ativas. Durante a última década, eles apresentaram uma nova hipótese, que relaciona as altas taxas de soerguimento e

exumação às rápidas taxas de erosão. A ideia aqui é a de que o clima, e não apenas a tectônica sozinha, controla o fluxo das rochas da crosta profunda para a crosta rasa por meio de processos de erosão rápida. Assim, a tectônica – que age por meio da orogênese e da construção de montanhas – e o clima – que atua por meio do intemperismo e da erosão – *interagem* para controlar o fluxo das rochas metamórficas para a superfície terrestre. Após décadas de ênfases e explicações somente tectônicas dos processos regionais e globais da Terra, parece agora que duas disciplinas aparentemente não relacionadas na Geologia – o metamorfismo e a erosão – podem estar ligadas de modo muito elegante. Como um geólogo exclamou: "Saborosa ironia: deveriam os músculos metamórficos que empurram as montanhas para o céu ser controlados pelo tintinar dos minúsculos pingos de chuva".

## RESUMO

***Quais fatores causam o metamorfismo?*** O metamorfismo é a alteração na mineralogia, textura ou composição química de rochas sólidas. Ele é causado pelo aumento da pressão e da temperatura e por reações com componentes químicos introduzidos por soluções hidrotermais. À medida que a pressão e a temperatura nas profundezas da crosta aumentam como resultado da atividade tectônica ou ígnea, os componentes químicos do protólito rearranjam-se em um novo conjunto de minerais, que são estáveis sob as novas condições. As rochas metamorfizadas a pressões e temperaturas relativamente baixas são referidas como rochas de baixo grau. Aquelas metamorfizadas a temperaturas e pressões altas são chamadas de rochas de alto grau. Os componentes químicos de uma rocha podem ser adicionados ou removidos durante o metamorfismo, geralmente por soluções hidrotermais.

***Quais são os vários tipos de metamorfismo?*** Os três principais tipos de metamorfismo são: (1) o metamorfismo regional, durante o qual grandes áreas são metamorfizadas por altas pressões e temperaturas geradas durante as orogêneses; (2) o metamorfismo de contato, durante o qual as rochas encaixantes são metamorfizadas principalmente pelo calor do corpo ígneo que nelas se intrude; e (3) o metamorfismo de assoalho oceânico, durante o qual os fluidos quentes percolam e metamorfizam as várias rochas crustais. Outros tipos menos comuns são: (1) o metamorfismo de soterramento, durante o qual as rochas sedimentares profundamente soterradas são alteradas por pressões e temperaturas maiores do que aquelas que resultam na diagênese; (2) o metamorfismo de alta pressão e o de pressão ultra-alta, que ocorre em maiores profundidades, como quando os sedimentos sofrem subducção; e (3) o metamorfismo de impacto, que resulta do impacto de meteoritos.

***Quais são os principais tipos de rochas metamórficas?*** As rochas metamórficas apresentam duas classes texturais principais: as foliadas (que mostram foliação, um padrão de planos paralelos de clivagem que resultam de uma orientação preferencial dos cristais) e as granoblásticas, ou não foliadas. Os tipos de rochas produzidas dependem da composição do protólito e do grau de metamorfismo. O metamorfismo regional de um folhelho avança para zonas de rochas foliadas de grau progressivamente mais alto, de ardósias a filitos, xistos, gnaisses e, finalmente, migmatitos. Entre as rochas granoblásticas, o mármore é derivado do metamorfismo de rochas calcárias; o quartzito, de arenitos ricos em quartzo; e os *greenstones*, de basaltos. O cornubianito é o produto do metamorfismo de contato de rochas sedimentares de grão fino e de outros tipos de rochas contendo abundância de minerais silicáticos. O metamorfismo regional das rochas vulcânicas máficas progride do grau de zeólita para o de xistos verdes e, depois, para os de anfibolito e piroxênio-granulito.

***O que as rochas metamórficas revelam sobre as condições sob as quais se formaram?*** As zonas de metamorfismo podem ser mapeadas com isógradas definidas pela primeira ocorrência de um mineral-índice. A presença de um mineral-índice pode indicar a temperatura e a pressão com que as rochas na zona foram formadas. De acordo com o conceito de fácies metamórficas, as rochas do mesmo grau metamórfico podem diferir devido às variações na composição química do protólito, enquanto as rochas metamorfizadas do mesmo protólito podem variar porque foram sujeitas a diferentes graus de metamorfismo.

***Como as rochas metamórficas se relacionam com os processos da tectônica de placas?*** Durante a subducção e a colisão continental em limites de placas convergentes, as rochas e os sedimentos são empurrados para profundidades maiores na crosta terrestre, onde são submetidos a aumentos de pressão e temperatura que resultam em metamorfismo. A forma das trajetórias P-T fornece ideias sobre os ambientes tectônicos em que essas rochas são metamorfizadas. Em ambientes de margens convergentes, as trajetórias P-T indicam rápida subducção de rochas e de sedimentos a locais com alta pressão e temperaturas relativamente baixas. Em ambientes onde a subducção leva a uma colisão continental, as rochas são empurradas para profundidades onde a pressão e a temperatura são altas. Nos dois ambientes, as trajetórias P-T mostram que as rochas, depois de terem experimentado a máxima pressão e temperatura, são empurradas de volta para profundidades mais rasas. Esse processo de exumação pode ser conduzido pelo intemperismo e erosão na superfície terrestre, ou, ainda, por processos da tectônica de placas.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

anfibolito (p. 162)
ardósia (p. 159)
cornubianito (p. 161)
eclogito (p. 158)
exumação (p. 167)
fácies metamórficas (p. 164)
filito (p. 160)
foliação (p. 159)
gnaisse (p. 161)
granulito (p. 162)
*greenstone* (p. 162)
mármore (p. 162)
*mélange* (p. 169)
metamorfismo de alta pressão (p. 158)
metamorfismo de assoalho oceânico (p. 158)
metamorfismo de baixo grau (soterramento) (p. 158)
metamorfismo de contato (p. 158)
metamorfismo de impacto (p. 159)
metamorfismo de pressão ultra-alta (p. 158)
metamorfismo regional (p. 157)
metassomatismo (p. 157)
migmatito (p. 161)
porfiroblasto (p. 162)
quartzito (p. 161)
rocha foliada (p. 159)
rocha granoblástica (p. 161)
sutura (p. 170)
tensão (p. 155)
trajetória P-T (p. 167)
xisto (p. 160)
xisto azul (p. 164)
xisto verde (p. 164)
zeólita (p. 164)

## EXERCÍCIOS

1. Que tipo de metamorfismo está relacionado com intrusões ígneas?
2. A que se refere a orientação preferencial em uma rocha metamórfica? Pense em como o alinhamento de minerais relaciona-se com os processos metamórficos.
3. O que é um porfiroblasto?
4. Compare um xisto com um gnaisse.
5. Qual é a relação entre isógradas e fácies metamórficas?
6. Qual é a diferença entre um granito e uma ardósia?
7. Como as fácies metamórficas estão relacionadas com a temperatura e a pressão?
8. Em quais ambientes da tectônica de placas você esperaria encontrar metamorfismo regional?
9. O que controla a exumação de rochas metamórficas?
10. Qual é a significância dos eclogitos na superfície terrestre?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Em que profundidades na Terra formam-se as rochas metamórficas? O que acontece se as temperaturas ficam altas demais?
2. Por que não há rochas metamórficas formadas sob condições naturais de pressão e temperatura muito baixas, como mostrado na Figura 6.1?
3. Como a clivagem ardosiana está relacionada com forças tectônicas? Que forças fazem com que os minerais alinhem-se entre si?
4. Você preferiria confiar na composição química ou no tipo de foliação para determinar o grau metamórfico? Por quê?
5. Você mapeou uma área de metamorfismo regional, como a região mostrada na Figura 6.9a, e observou uma série de zonas metamórficas, marcadas por isógradas, com direção norte-sul, que variam desde a isógrada da sillimanita, a leste, até a da clorita, a oeste. Onde as temperaturas metamórficas foram mais altas, a leste ou oeste?
6. Desenhe uma trajetória P-T para o metamorfismo de contato da rocha encaixante durante o impacto de um meteorito.
7. Que tipo de plútons pode produzir o metamorfismo de grau mais alto, uma intrusão de granito a 20 km de profundidade ou uma intrusão de gabro a 5 km de profundidade?
8. Faça um esboço mostrando como poderia ocorrer o metamorfismo de assoalho oceânico.
9. As zonas de subducção são geralmente caracterizadas por metamorfismo de altas pressões e baixas temperaturas. Em contrapartida, as zonas de colisão continental são marcadas por metamorfismo de pressão moderada e de alta temperatura. Qual região tem um gradiente geotérmico mais alto? Explique.

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1]O *waffle* é uma massa de bolo fluida colocada para cozinhar em uma forma que, ao ser fechada com sua contraparte, permite prensá-la enquanto cozinha.

[2]Em inglês, *Great Basin*.

[3]Embora não exista nos dicionários correntes de língua portuguesa o significado "dispor em bandas, faixas" para o verbo "bandar", de acordo com a acepção de "banda" oriunda do francês *bande*, que significa "barra, faixa", tem sido comum nos textos de geologia utilizar os derivativos do verbo "bandear" (cuja etimologia está relacionada à palavra "banda" com o sentido de "lado, grupo de músicos" ou à palavra "bando", com o sentido de "grupo"). Portanto, utilizamos aqui os derivativos do verbo "bandar" acrescentando-lhe o sentido de "dispor em faixas, tiras", como em "bandamento metamórfico" ou "rocha bandada".

[4]Também referido na literatura técnica como "metamorfismo dinamotermal".

[5]Conhecido na literatura técnica também como "metamorfismo termal".

[6]Também chamado de "metamorfismo de fundo oceânico".

[7]O termo *pipe* é, com frequência, usado sem tradução na literatura geológica, referindo-se a corpos com forma aproximadamente cilíndrica ou de charuto.

[8]O termo *greenstone* em geral não é traduzido em português e significa, literalmente, "pedra verde".

[9]O termo *granofels* não é muito utilizado na literatura geológica. Entretanto, seria bastante adequado para descrever rochas que não se enquadram nem na definição de xistos nem na de gnaisses, principalmente metarenitos contendo pouca mica e granitos com poucos minerais máficos recristalizados.

[10]Os limites intergranulares nesse tipo de rochas podem ser, também, retilíneos, comumente com junções tríplices intergranulares formando ângulos de 120°.

[11]Pronuncia-se [mélange'].

[12]Em inglês, *California Coast Ranges*.

# 7

# Deformação: A Modificação de Rochas por Dobramento e Falhamento

Forças da tectônica de placas ■ 176
Mapeamento de estruturas geológicas ■ 176
Como as rochas são deformadas ■ 180
Estruturas básicas de deformação ■ 181
Estilos de deformação continental ■ 190
Revelando a história geológica ■ 193

Quando as rochas se encontram em limites de placas, suas texturas e mineralogia podem ser transformadas por metamorfismo, como vimos no Capítulo 6. Entre os processos que causam metamorfismo regional em continentes, o mais importante é a *deformação*, isto é, a modificação de rochas por compressão, extensão, dobramento e falhamento. Na escala de rochas individuais, a deformação pode transformar granitos em gnaisses e sedimentos em xistos. Em escala maior, a deformação pode distorcer camadas de sedimentos, que foram depositados quase horizontalmente em padrões de aparência incomum.

Os primeiros geólogos achavam que a maioria das rochas sedimentares é originalmente depositada no fundo do mar, como camada horizontal inicialmente mole e, posteriormente, enrijecida com o tempo. Que forças poderiam ter agido sobre essas rochas, que pareciam ser tão fortes e rígidas, para produzir os padrões observados? Por que determinados padrões de deformação eram sempre repetidos ao longo da história geológica? A descoberta da tectônica de placas na década de 1960 trouxe as respostas.

Este capítulo descreve como as rochas podem ser inclinadas, dobradas e fraturadas para formar os padrões que vemos na superfície terrestre. O enfoque está nos processos de dobramento e falhamento que deformam rochas continentais próximas aos limites de placas. Mostramos como os geólogos coletam e interpretam observações de campo para fazer mapas geológicos e, a seguir, explorar o que esses mapas podem dizer sobre a história de deformação e das forças tectônicas que a causaram.

Vista panorâmica de Tree River Folds, no noroeste do Canadá. Estas dobras em larga escala têm um comprimento de onda de cerca de 1 km. [John Grotzinger]

## Forças da tectônica de placas

**Deformação** é um termo geral que inclui dobramento, falhamento, cisalhamento, compressão e extensão de rochas por forças da tectônica de placas. Os tipos de deformação que vemos expostos na superfície terrestre são causados, principalmente, pelos movimentos horizontais das placas litosféricas umas em relação às outras. Por esse motivo, as forças tectônicas que deformam rochas em limites de placas têm *orientação* predominantemente *horizontal* e dependem da direção do movimento relativo de placas:

- **Forças extensionais**, que alongam um corpo e tendem a segmentá-lo, predominam em limites divergentes, onde as placas afastam-se entre si.
- **Forças compressivas**, que apertam e encurtam formações rochosas, predominam em limites convergentes, onde as placas aproximam-se.
- **Forças de cisalhamento**, que empurram cada um dos dois lados de uma formação rochosa em direções opostas, predominam em limites de falhas transformantes, onde as placas deslizam uma em relação à outra.

Se as placas fossem perfeitamente rígidas, os limites de placas seriam delineações precisas, e os pontos em cada lado desses limites se moveriam na velocidade relativa da placa. Essa idealização geralmente é uma boa aproximação nos oceanos, onde vales em rifte em dorsais mesoceânicas, fossas de mar profundo e falhas transformantes praticamente verticais formam zonas de limites de placas estreitos, muitas vezes com apenas alguns quilômetros de largura.

Porém, nos continentes, a deformação causada por movimentos de placas pode ser "turvada" em uma zona de limite de placas com largura de centenas ou mesmo milhares de quilômetros. A crosta continental não se comporta de maneira rígida nessas zonas amplas, portanto as rochas na superfície são deformadas por dobramento e falhamento.

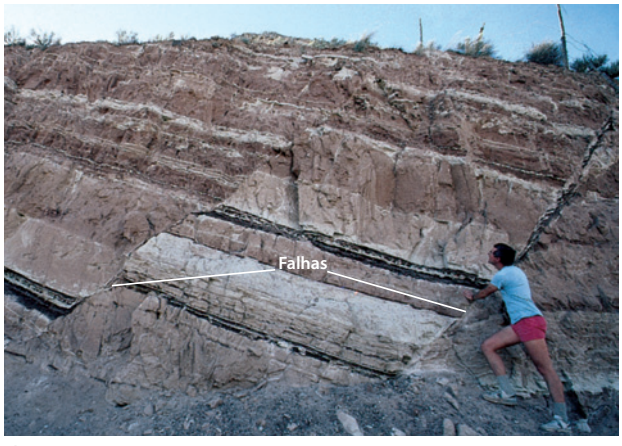
As dobras das rochas são como as dobras das roupas. Da mesma maneira como uma roupa fica enrugada quando suas extremidades são empurradas uma contra a outra, também as camadas rochosas dobram-se quando são lentamente comprimidas por forças da crosta (**Figura 7.1a**). As forças tectônicas também podem causar o rompimento de uma formação rochosa com deslizamento paralelo à fratura em ambos os lados da mesma (Figura 7.1b), formando uma falha. Quando ocorre uma quebra súbita dessas, o resultado é um terremoto. Zonas ativas de deformação continental são marcadas por terremotos frequentes.

As dobras e as falhas geológicas apresentam tamanhos que variam de centímetros a metros (como na Figura 7.1) a dezenas de quilômetros ou mais. Muitos cinturões de montanhas são, na verdade, uma série de grandes dobras ou falhas, ou ambas, que foram meteorizadas e erodidas. Com base no registro geológico da deformação exposta na superfície terrestre, os geólogos podem deduzir as direções do movimento em antigos limites de placas e reconstruir a história tectônica da crosta continental.

## Mapeamento de estruturas geológicas

Falhas e dobras são exemplos das feições básicas que os geólogos observam e mapeiam para entender os processos de deformação crustal. O local mais óbvio para encontrar informações sobre a geometria dessas feições é em

(a)



(b)

**FIGURA 7.1** ■ Rochas sujeitas a forças tectônicas são deformadas por dobramento e falhamento. (a) Uma exposição de camadas de rochas, originalmente horizontais, dobradas por forças tectônicas compressivas. (b) Uma exposição de camadas de rochas, anteriormente contínuas, permanentemente deslocadas ao longo de pequenas falhas por forças tectônicas extensionais.
[(a) Phil Dombrowski; (b) Tom Bean]

**FIGURA 7.2** ■ Camadas inclinadas de calcário e folhelho da costa de Somerset, Inglaterra. As crianças estão caminhando ao longo da direção das camadas. As camadas mergulham para a esquerda com um ângulo de aproximadamente 15°. [Chris Pellant]

uma exposição, onde a rocha sólida subjacente à superfície do solo – o *substrato rochoso* – está exposta (sem estar obscurecida pela vegetação, pelo solo ou por matacões soltos). Em uma exposição, os geólogos podem identificar **formações** distintas: grupos de camadas de rochas que podem ser identificados em uma região por suas propriedades físicas. Algumas formações consistem em um único tipo de rocha, como o calcário. Outras são compostas de camadas delgadas e interacamadas de diferentes tipos de rocha, como o arenito e o folhelho. Por mais que exista variação, cada formação compreende um conjunto distinto de camadas rochosas que pode ser reconhecido e mapeado como uma unidade.

A Figura 7.1a mostra uma exposição em que o dobramento de camadas sedimentares é claramente visível. No entanto, com frequência o que podemos ver em uma exposição é apenas uma pequena parte da estrutura geológica subjacente. Na **Figura 7.2**, as rochas dobradas são apenas parcialmente reveladas em uma exposição e podem ser observadas somente como uma camada inclinada. A orientação da camada é uma indicação importante que os geólogos podem usar para reconstituir o panorama da estrutura geral deformada.

## Medindo a direção e o mergulho

Duas medições – direção e mergulho – descrevem a orientação de uma camada rochosa (ou qualquer outra superfície geológica, como uma falha) revelada em uma exposição. A **direção** é o ponto cardeal de uma linha formada pela intersecção de uma superfície da camada rochosa com uma superfície horizontal. O **mergulho**, que é medido em ângulo reto com a direção, é simplesmente o grau da inclinação – ou seja, o ângulo com que a camada inclina-se a partir da horizontal. A **Figura 7.3** mostra como a direção e o mergulho são observados e medidos no campo. Um geólogo pode descrever a exposição nessa figura da seguinte forma:"uma camada de arenito grosso com direção oeste e mergulhando a 45° para o sul".

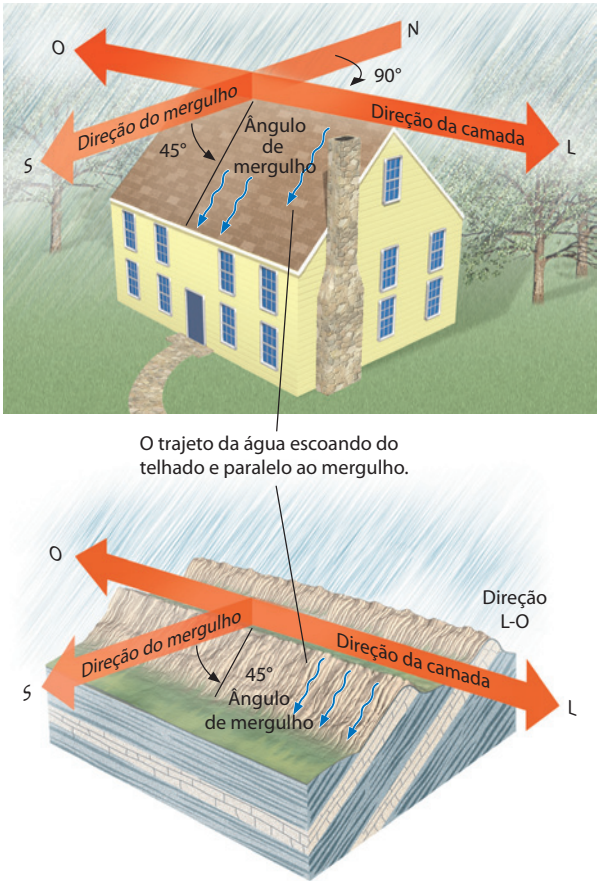



**FIGURA 7.3** ■ A direção e o mergulho de uma camada rochosa definem sua orientação em um determinado local. A direção é o ponto cardeal de uma camada rochosa ao longo de uma linha de sua intersecção com uma superfície horizontal. O mergulho é o ângulo de maior inclinação da camada a partir da horizontal, medido em ângulo reto com a direção de mergulho. Aqui, a direção é leste-oeste, e o mergulho é de 45° para o sul. [Fonte: A. Maltman, *Geological Maps: An Introduction*, 2nd ed. New York: Van Nostrand Reinhold, 1998]

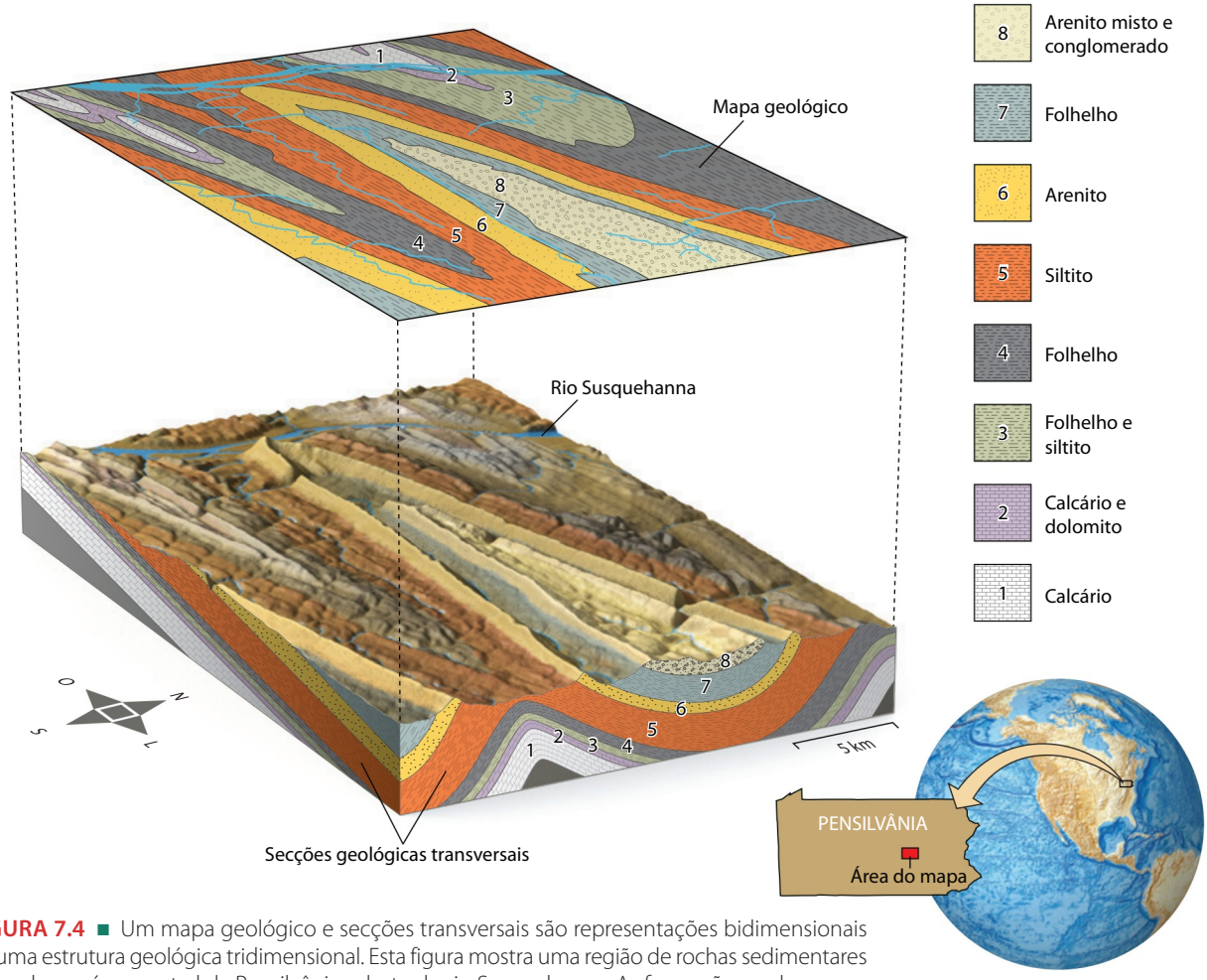



**FIGURA 7.4** ■ Um mapa geológico e secções transversais são representações bidimensionais de uma estrutura geológica tridimensional. Esta figura mostra uma região de rochas sedimentares dobradas na área central da Pensilvânia, a leste do rio Susquehanna. As formações rochosas expostas na superfície estão classificadas da mais antiga (formação 1) para a mais nova (formação 8).

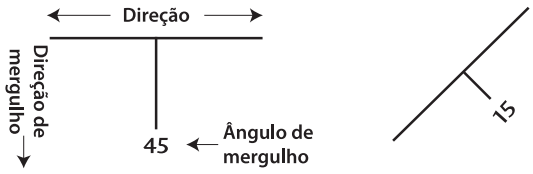
## Mapas geológicos

O **mapa geológico** é uma representação bidimensional das formações rochosas expostas na superfície terrestre (**Figura 7.4**). Ao preparar um mapa geológico, um geólogo deve escolher uma *escala* apropriada – a razão entre a distância no mapa e a distância real na superfície. Uma escala comum para o mapeamento geológico de campo é 1:24.000 (lê-se"um para vinte e quatro mil"), que significa que 1 centímetro no mapa corresponde a 24 mil centímetros na superfície terrestre. Para representar a geologia de um estado inteiro, um geólogo escolheria uma escala menor, por exemplo de 1:1.000.000, onde 1 cm representa 10 km. Quanto menor a escala, menos detalhes podem ser exibidos no mapa.

Os geólogos podem monitorar diferentes formações rochosas atribuindo uma determinada cor no mapa para cada formação, geralmente referente ao tipo e à idade da rocha (ver Figura 7.4). Muitas formações rochosas diferentes podem estar expostas em regiões com alto grau de deformação, por isso os mapas geológicos podem ser bastante coloridos!

Rochas mais suaves, como o lamito e outros sedimentos com consolidação fraca, erodem com mais facilidade do que as rochas mais duras, como o calcário, o arenito ou as rochas metamórficas. Como consequência, os tipos de rochas podem exercer uma forte influência na topografia da superfície terrestre e na exposição de formações rochosas. A importante relação entre geologia e topografia pode ser evidenciada pela representação em gráfico dos contornos da superfície terrestre em um mapa geológico (ver Figura 7.4).

Como os mapas geológicos podem representar uma quantidade enorme de informação, eles são chamados de"livros-texto em um pedaço de papel". Para comunicar essa informação de modo mais conciso, os mapas geológicos incluem símbolos especiais que indicam a direção e o mergulho locais de formações rochosas, além de tipos especiais de linhas que marcam falhas e outras feições significativas. Por exemplo, a direção e o mergulho de formações rochosas são indicados em um mapa geológico por símbolos semelhantes à letra T:




O traço horizontal do T indica a direção, o vertical refere-se à direção do mergulho, e o número fornece o ângulo de mergulho em graus. Em um mapa no qual o norte aponta para sua borda superior, o símbolo à esquerda (no desenho acima) descreveria a camada de arenito da Figura 7.3, que tem direção leste-oeste e mergulho de 45° para o sul. O da direita descreveria uma formação com direção nordeste-sudoeste e mergulho para o sudeste com ângulo de 15°, como as camadas da Figura 7.2. Outros exemplos são mostrados na Figura 7.4.

É evidente que não se pode representar todos os detalhes da superfície geológica em um mapa, então os geólogos devem simplificar as estruturas que veem, talvez representando uma zona complexa de falhamento como uma única falha ou ignorando dobras pequenas demais para serem mostradas na escala escolhida. Eles também podem "tirar o pó" do mapa, ignorando camadas delgadas de solo e rochas soltas que cobrem a estrutura geológica, retratando-a como se existissem exposições em todo lugar. Portanto, deve-se pensar no mapa geológico como um *modelo científico* simplificado da geologia superficial.

## Seções geológicas transversais

Assim que uma região é mapeada, o mapa geológico bidimensional deve ser interpretado em termos da estrutura geológica tridimensional subjacente. Como é possível reconstruir a forma das camadas de rochas, mesmo quando a erosão removeu parte da formação? O processo é como montar um quebra-cabeça tridimensional no qual faltam peças. O senso comum e a intuição têm um papel importante, assim como princípios geológicos básicos.

Para montar o quebra-cabeça, os geólogos constroem **seções geológicas transversais** – diagramas mostrando as feições que seriam visíveis se fossem obtidas fatias verticais através de uma parte da crosta. Uma seção natural pode ser frequentemente observada em uma face vertical de um penhasco, de uma pedreira e de um corte de estrada (**Figura 7.5**). Seções transversais que abrangem áreas muito maiores podem ser construídas a partir da informação em um mapa geológico, inclusive as direções e os mergulhos observados em exposições. A precisão de seções transversais com base no mapeamento de superfície pode ser aprimorada com a perfuração de furos de sondagem para coletar amostras de rocha e com o uso de imagens sísmicas. Porém, a perfuração e as imagens sísmicas são caras; portanto, os dados coletados por esses métodos geralmente estão disponíveis apenas para áreas que foram exploradas em busca de petróleo, água ou outros recursos naturais valiosos.

A Figura 7.4 mostra um mapa geológico de uma área em que camadas originalmente horizontais de rochas sedimentares foram dobradas em uma série de dobras e erodidas em um conjunto de cristas e vales em zigue-zague. Vamos explorar algumas das relações geológicas vistas nesse mapa mais adiante, neste capítulo. Antes disso, vamos investigar os processos básicos pelos quais as rochas são deformadas.

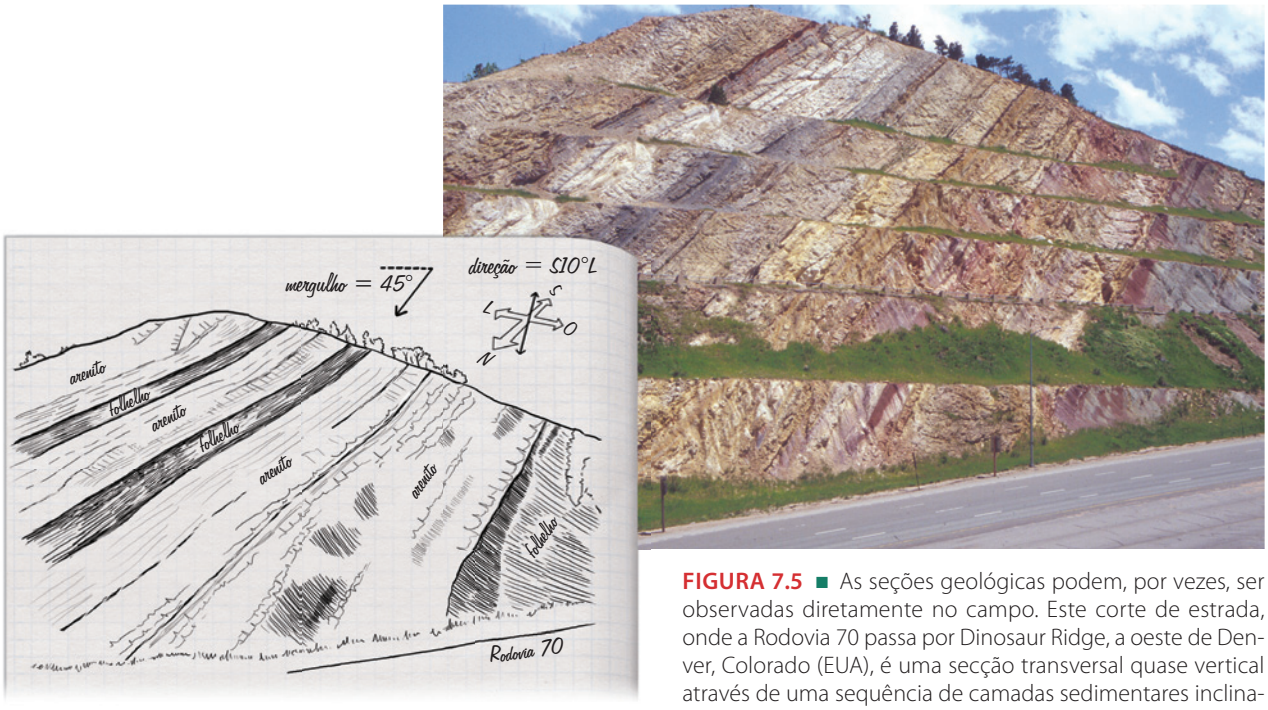



**FIGURA 7.5** ■ As seções geológicas podem, por vezes, ser observadas diretamente no campo. Este corte de estrada, onde a Rodovia 70 passa por Dinosaur Ridge, a oeste de Denver, Colorado (EUA), é uma secção transversal quase vertical através de uma sequência de camadas sedimentares inclinadas pelo soerguimento das Montanhas Rochosas. [Cortesia de Mark McNaught, Mount Union College]

## Como as rochas são deformadas

As rochas deformam-se em resposta às forças tectônicas que agem sobre elas. Se elas responderão a essas forças por dobramento, falhamento ou alguma combinação dos dois depende da orientação das forças, do tipo de rocha e das condições físicas (como temperatura e pressão) durante a deformação.

### Fragilidade e ductibilidade de rochas no laboratório

Em meados da década de 1900, os geólogos começaram a explorar as forças de deformação usando carneiros hidráulicos para dobrar e quebrar pequenas amostras de rocha. Engenheiros haviam inventado tais máquinas para medir a força do concreto e de outros materiais de construção, mas os geólogos os modificaram para descobrir como as rochas deformam-se em pressões e temperaturas altas o bastante para simular condições físicas na crosta terrestre profunda.

Em um desses experimentos, os pesquisadores aplicaram força de compressão usando um carneiro hidráulico para empurrar uma extremidade de um pequeno cilindro de mármore enquanto, ao mesmo tempo, mantinham a pressão confinante no cilindro (**Figura 7.6**). Sob condições de pressão confinante baixa, equivalente às encontradas em profundidades rasas da crosta, a amostra de mármore sofreu pouca deformação, até que a força de compressão em sua extremidade foi aumentada ao ponto em que toda a amostra subitamente fraturou-se (ver Figura 7.6, lado esquerdo). Esse experimento mostrou que o mármore comporta-se como um material **frágil** sob as baixas pressões confinantes encontradas na profundidade rasa de crosta. A repetição do experimento sob condições de pressão confinante alta, equivalente às que acompanham o metamorfismo, teve resultado diferente: a amostra de mármore deformou-se lenta e constantemente até obter uma forma encurtada e abaulada, sem fraturar-se (ver Figura 7.6, lado direito). O mármore, então, comporta-se como um material deformável, ou **dúctil**, sob condições de alta pressão confinante em profundidades maiores da crosta.

Outros experimentos demonstraram que, quando o mármore era aquecido a temperaturas semelhantes às que acompanham o metamorfismo, ele comportava-se como um material dúctil sob condições de pressão confinante baixa – assim como a cera aquecida transforma-se de um material duro quebrável para um material suave que flui. Os pesquisadores concluíram que o mármore com que estavam trabalhando sofreria deformação por falhamento em profundidades mais rasas do que alguns quilômetros, mas por dobramento em maiores profundidades da crosta, onde geralmente ocorre o metamorfismo.

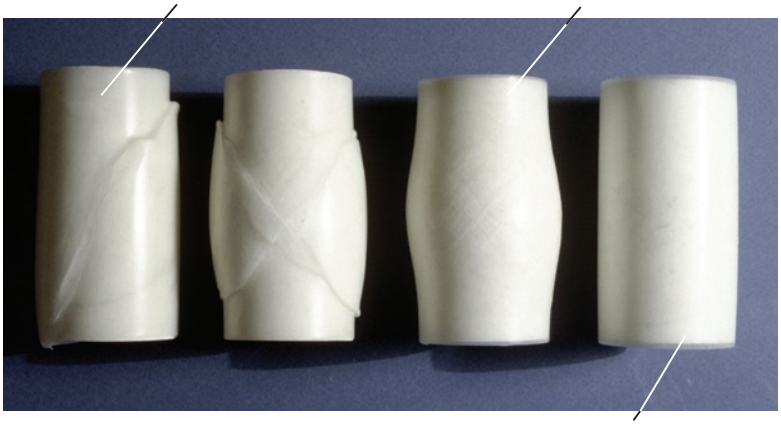
### Fragilidade e ductibilidade de rochas na crosta terrestre

As condições naturais na crosta terrestre não podem ser reproduzidas com exatidão no laboratório. As forças tectônicas são atuantes durante períodos de milhões de anos, enquanto os experimentos de laboratório tendem a ser conduzidos em poucas horas ou, no máximo, em algumas semanas. De qualquer modo, os resultados de laboratório podem ajudar a interpretar o que é visto no campo. Os geólogos prestam atenção aos seguintes aspectos durante o mapeamento de dobras e falhas crustais:

- A mesma rocha pode ser frágil em profundidades pequenas (onde as temperaturas e pressões são relativamente baixas) e dúctil nas profundezas da crosta (onde as temperaturas e pressões são maiores). O metamorfismo geralmente é acompanhado pela deformação dúctil.
- O tipo de rocha afeta a deformação. Sobretudo, as rochas metamórficas e ígneas duras que formam o *embasamento* cristalino de um continente (a crosta sob as camadas de sedimentos) frequentemente comportam-se como materiais frágeis, fraturando-se ao longo de fa-

Esta amostra foi comprimida sob condições representativas da crosta superior. A fratura indica que o mármore é frágil em ensaios de laboratório equivalentes a profundidades rasas.

Esta amostra foi comprimida sob condições representativas da crosta mais profunda. Ela deformou-se suavemente, indicando que o mármore é dúctil em profundidades maiores.



Amostra sem deformação

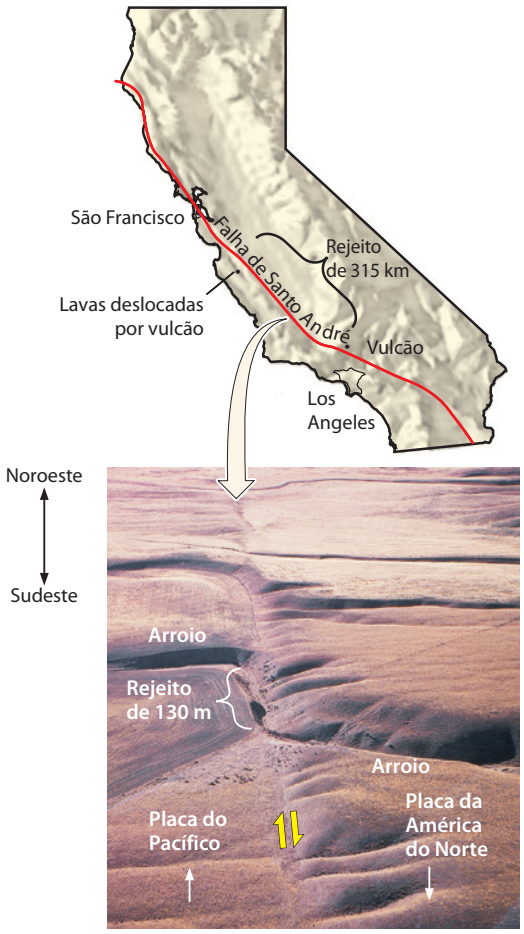
**FIGURA 7.6** ■ Resultados dos experimentos de laboratório conduzidos para investigar como a rocha – neste caso, o mármore – é deformada por forças compressivas. As amostras de mármore estão envoltas em invólucros de plástico transparente, o que explica sua aparência brilhosa. [Fred e Judith Chester/John Handin Rock Deformation Laboratory of the Center for Tectonophysics]

lhas durante a deformação, ao passo que as rochas sedimentares mais suaves costumam se comportar como materiais dúcteis, dobrando-se durante a deformação.

- Uma formação rochosa que se comportaria como um material dúctil, quando deformada lentamente, pode se comportar como um material frágil, quando deformada mais rapidamente. (Pense em massa de modelar, que se deforma como argila dúctil, quando você a comprime lentamente, mas quebra-se em fragmentos, quando você a esmaga rapidamente contra uma superfície dura.)
- As rochas quebram-se com mais facilidade quando sujeitas a forças extensionais do que quando sujeitas a forças de compressão. Muitas formações rochosas sedimentares que se deformam por dobramento sob compressão quebrarão ao longo de falhas quando sujeitas à tensão.

## Estruturas básicas de deformação

Os geólogos usam os conceitos geométricos e medições simples descritos anteriormente neste capítulo (além de um vocabulário rico) para classificar feições como falhas e dobras em diferentes tipos de estruturas de deformação.




## Falhas

A **falha** é uma fratura que desloca a rocha em ambos os lados paralelos à ela. Podemos medir a orientação da superfície da fratura, ou *superfície da falha*, por sua direção e mergulho, assim como fazemos com outras superfícies geológicas (ver Figura 7.3). O movimento do bloco de rocha de um lado da falha com relação ao do outro lado pode ser descrito pelo *rejeito* e pelo deslocamento total. Em falhas pequenas, como aquelas mostradas na Figura 7.1b, o deslocamento pode ser de apenas alguns metros, enquanto ao longo de uma falha transformante grande, como a de Santo André, ele pode chegar a centenas de quilômetros (**Figura 7.7**).

As falhas são classificadas de acordo com seu rejeito (**Figura 7.8**). Uma **falha com rejeito paralelo ao mergulho** é aquela em que há movimento relativo da formação rochosa para baixo ou para cima do plano de falha. Uma **falha direcional** é aquela em que o movimento dos blocos é horizontal, paralelo à direção do plano de falha. O movimento ao longo da direção e simultaneamente para cima ou para baixo ao longo do mergulho caracteriza uma *falha oblíqua*. As falhas com rejeito paralelo ao mergulho estão associadas com compressão ou extensão, e as falhas direcionais indicam que as forças de cisalhamento foram atuantes. Uma falha oblíqua resulta de um cisalhamento em combinação com compressão ou extensão.

Contudo, as falhas necessitam ser mais bem caracterizadas, porque o movimento pode ser para cima ou para baixo, para a direita ou para a esquerda. Para descrever esses movimentos, os geólogos tomam emprestado alguns termos usados por mineiros, chamando o bloco de rocha acima de um plano de falha com rejeito paralelo ao mergulho de **teto**, e o bloco de rocha abaixo dele, de **muro**. Uma falha com rejeito paralelo ao mergulho é chamada de **falha normal** se o teto move-se para baixo em relação ao piso, estendendo a estrutura horizontalmente (Figura 7.8a). Por outro lado, essa falha é chamada de *inversa* se o teto move-se para cima em relação ao piso, causando um encurtamento da estrutura (Figura 7.8b) – o contrário do que os geólogos escolheram (de forma um tanto arbitrária) de"normal". Uma **falha de cavalgamento** é uma falha inversa de ângulo baixo, ou seja, com ângulo de mergulho menor do que 45°, de forma que o movimento é mais horizontal do que vertical (Figura 7.8c). Quando sujeitas à compressão horizontal, as rochas frágeis da crosta continental geralmente quebram ao longo de falhas de cavalgamento com ângulo de mergulho de 30° ou menos, em vez de ao longo de falhas inversas com mergulho mais inclinado.

Uma falha direcional é *levógira* se um observador em um lado da falha perceber que o bloco do lado oposto está deslocado para a esquerda (Figura 7.8d). Ela é uma falha

**FIGURA 7.7** ■ Vista da Falha de Santo André, mostrando o movimento para o noroeste da Placa do Pacífico com relação à Placa da América do Norte. O mapa mostra uma formação de rochas vulcânicas com 23 milhões de anos que foi deslocada 315 km. A falha estende-se desde o topo até a base da fotografia (linha pontilhada). Note o deslocamento do curso d'água (arroio Wallace) em 130 m quando atravessa a falha. [John S. Shelton]

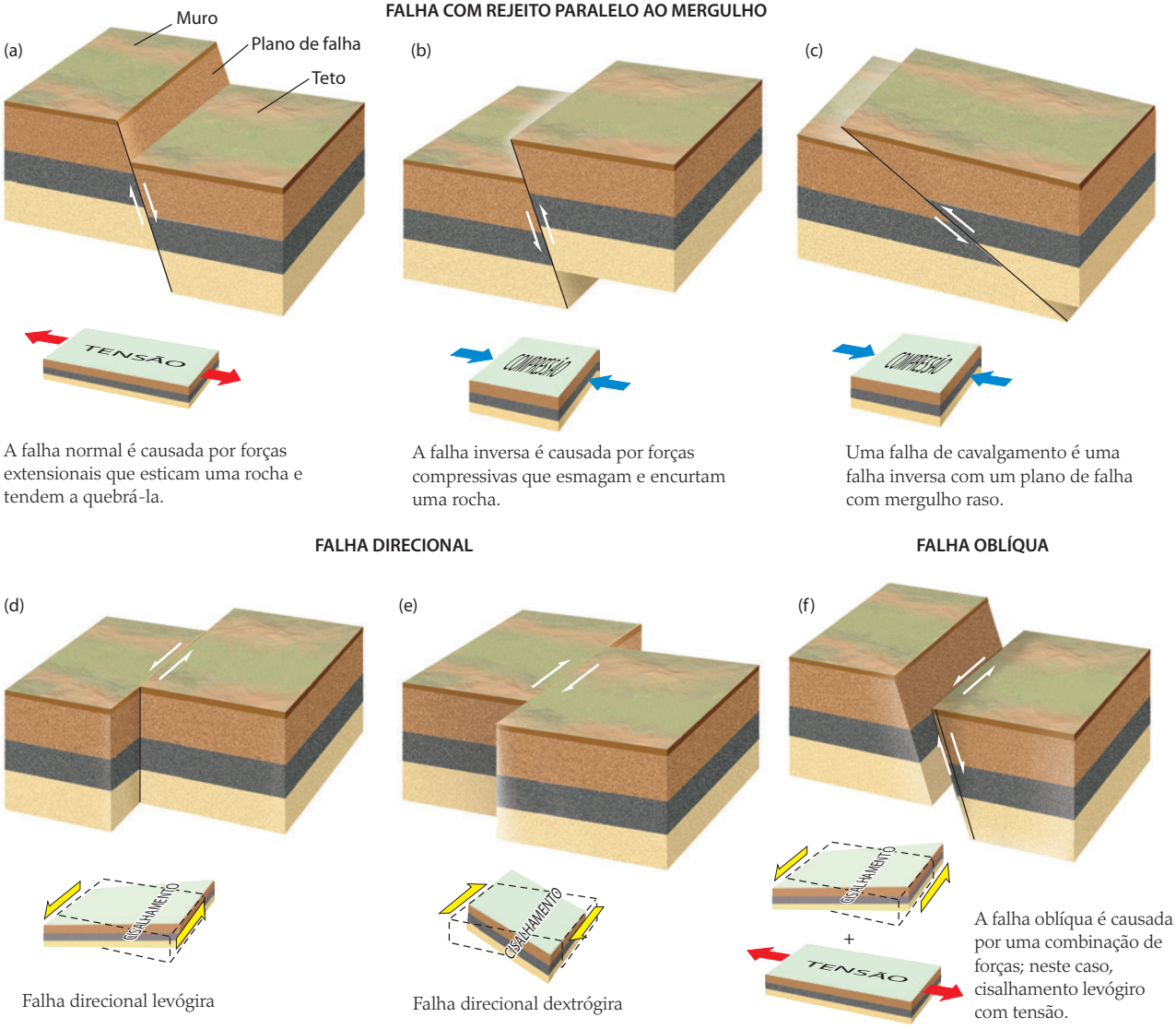



**FIGURA 7.8** ■ A orientação das forças tectônicas determina o estilo do falhamento. As falhas com rejeito paralelo de mergulho (a-c) são causadas por forças compressivas e extensionais. As falhas direcionais (d, e) são causadas por forças de cisalhamento. As falhas oblíquas (f) são causadas por uma combinação de forças de cisalhamento e compressivas ou extensionais.

*dextrógira* se o bloco do lado oposto parecer ter se deslocado para a direita (Figura 7.8e). Como se pode ver pelo rejeito do arroio na Figura 7.7, a Falha de Santo André é dextrógira.

Os geólogos reconhecem falhas no campo de diversas maneiras. A falha pode formar uma *escarpa* (pequeno penhasco) que marca o traço da falha na superfície do terreno (**Figura 7.9**). Se o movimento relativo for grande, como é o caso da falha transformante de Santo André, as formações rochosas, agora em contato umas com as outras na linha de falha, vão, provavelmente, diferir em litologia e idade. Quando os movimentos são menores, as feições do deslocamento podem ser observadas e medidas. (Veja se você pode encaixar de novo as camadas deslocadas pela falha de pequena proporção na Figura 7.1b.) Para estabelecer a idade do falhamento, os geólogos usam uma ideia simples: uma falha deve ser mais nova que a mais nova dentre as rochas que ela corta (as rochas deveriam estar lá antes de que pudessem ser falhadas), e mais antiga que a mais antiga das camadas que a recobrem e que não foram por ela deslocadas.

Em mapas geológicos, as falhas são representadas por *traços da falha*: linhas que indicam o ponto onde uma falha cruza a superfície do solo. As falhas normais distinguem-se das falhas de cavalgamento pelos diferentes tipos de "dentes" que indicam o traço da falha:

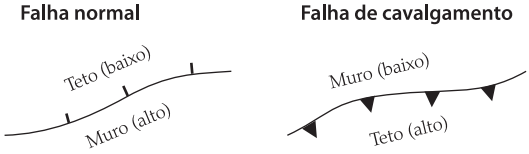
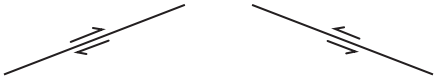


**FIGURA 7.9** ■ Esta escarpa é uma superfície fresca de uma feição que se formou por falhamento normal durante o terremoto de 1954 em Fairview Peak, Nevada (EUA). [Karl V. Steinbrugge Collection, Earthquake Engineering Research Center]

Para os dois tipos de falhas com rejeito paralelo ao mergulho, os dentes apontam na direção do teto. Exemplos de falhas normais representadas dessa forma são mostrados na Figura 7.20; exemplos de falhas de cavalgamento podem ser vistos na Figura 7.22. Para falhas direcionais, a direção do movimento, dextrógiro ou levógiro, é indicado por um par de setas que delimitam o traço da falha (ver Figura 7.7):

**Falha direcional dextrógira**

**Falha direcional levógira**



## Dobras

O dobramento é uma forma comum de deformação observada em rochas acamadas (como na Figura 7.1a). As **dobras** ocorrem quando uma estrutura originalmente plana, como uma camada sedimentar, é dobrada para formar uma estrutura curva. A deformação pode ser produzida por forças horizontais ou verticais na crosta, do mesmo modo que pode se dobrar uma folha de papel empurrando um de seus lados contra o oposto, ou empurrando-a para baixo ou para cima em um de seus lados.

Assim como as falhas, as dobras podem ter vários tamanhos. Em muitos sistemas de montanhas, majestosas dobras de grande extensão podem ser traçadas, algumas delas com dimensões de muitos quilômetros (**Figura 7.10**). Em uma proporção bem menor, camadas sedimentares

**FIGURA 7.10** ■ Dobras em grande escala nas rochas sedimentares que formam Mount Kidd, Parque Provincial Peter Lougheed, Alberta, Canadá. [Peter French/DRK Photos]

**FIGURA 7.11** ■ Dobras em pequena escala em camadas sedimentares de anidrito (claro) e folhelho (escuro) no oeste do Texas (EUA). [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

muito delgadas podem ser amassadas em dobras de poucos centímetros (**Figura 7.11**). O encurvamento pode ser suave ou severo, dependendo da magnitude das forças aplicadas, do período de tempo em que as mesmas foram aplicadas e da habilidade das camadas de resistir à deformação.

As rochas acamadas que foram dobradas em arco, com a concavidade para baixo, são chamadas de **anticlinais**; já aquelas dobradas com a concavidade para cima, formando calhas, são denominadas de **sinclinais** (**Figura 7.12**). Os dois lados de uma dobra são chamados de *flancos*. O *plano axial* é uma superfície imaginária que divide uma dobra tão simetricamente quanto possível, com um flanco em cada lado do plano. A linha formada pela intersecção do plano axial com as camadas é o *eixo da dobra*. Uma dobra horizontal simétrica tem um eixo horizontal e um plano axial vertical com os flancos mergulhando simetricamente para longe do eixo.

Porém, as dobras raramente permanecem horizontais. Siga o eixo de qualquer dobra no campo e, mais cedo ou mais tarde, a dobra desaparece ou surge mergulhando no solo. Se o eixo de uma dobra não é horizontal, temos uma *dobra com caimento*. A **Figura 7.13** traz

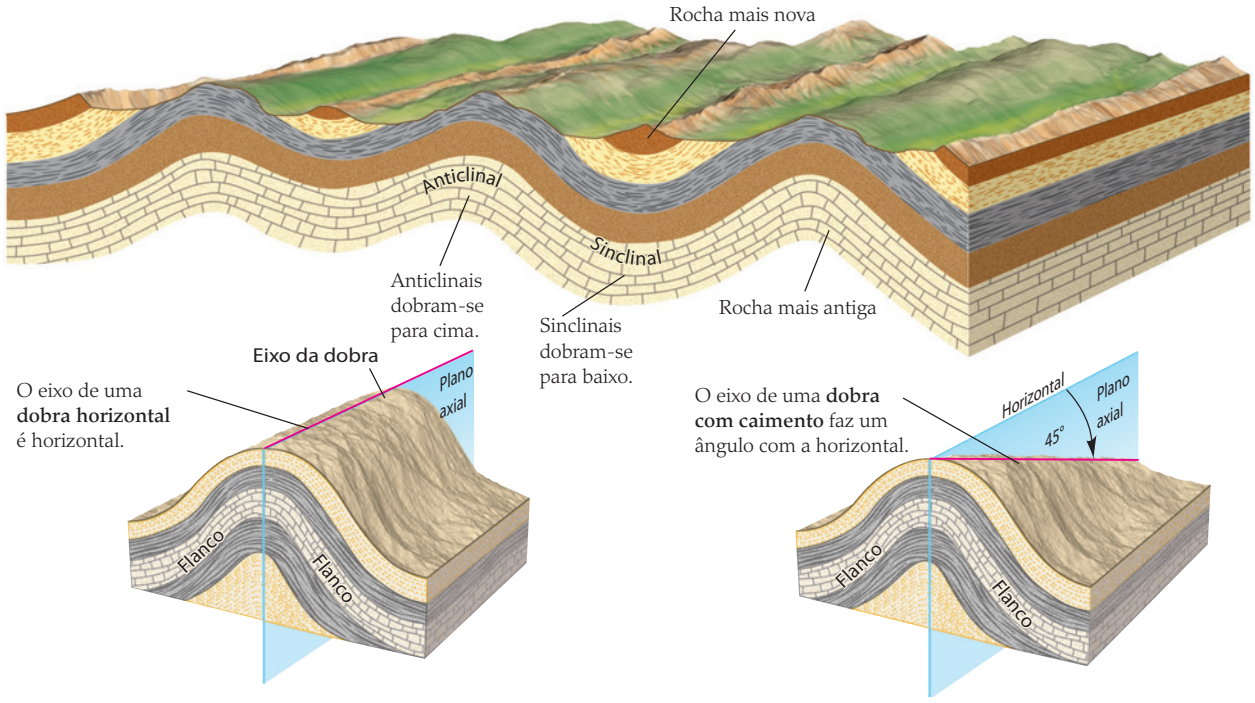



**FIGURA 7.12** ■ O dobramento de camadas rochosas é descrito pela direção da dobra (para cima ou para baixo) e pela orientação do eixo da dobra e do plano axial.

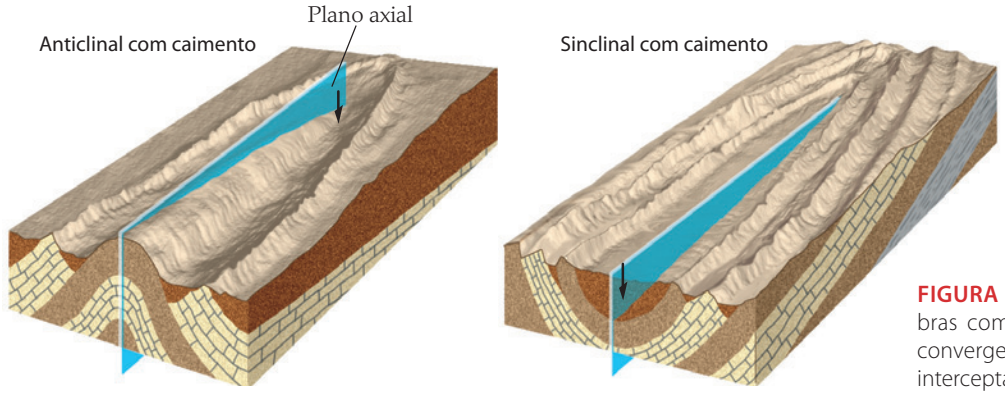



**FIGURA 7.13** ■ A geometria de dobras com caimento. Note o padrão convergente das camadas onde elas interceptam a superfície.

um diagrama da geometria de anticlinais e sinclinais. Em cinturões de montanhas erodidos, exposições com um padrão em zigue-zague podem aparecer no campo, após a remoção de grande parte das rochas na superfície pela erosão. O mapa geológico na Figura 7.4 mostra esse padrão característico.

As dobras também não costumam permanecer simétricas. Com o aumento da deformação, as dobras podem ser levadas a assumir formas assimétricas, com um flanco mergulhando mais que o outro (**Figura 7.14**). Essas *dobras assimétricas* são comuns. Quando a deformação é intensa e um flanco foi inclinado além da vertical, a dobra é chamada de *dobra reversa*.[1] Ambos os flancos de uma dobra reversa mergulham na mesma direção, mas a ordem da sequência de camadas no flanco inferior é precisamente o inverso da sequência original – ou seja, as rochas mais antigas estão sobrepostas às mais novas.

As observações no campo raramente fornecem aos geólogos informações completas. Ou o substrato é obscurecido por solos ou a erosão removeu a maioria das estruturas pretéritas. Desse modo, os geólogos buscam evidências que possam ser utilizadas para descobrir a relação de uma camada com a outra. Por exemplo, no

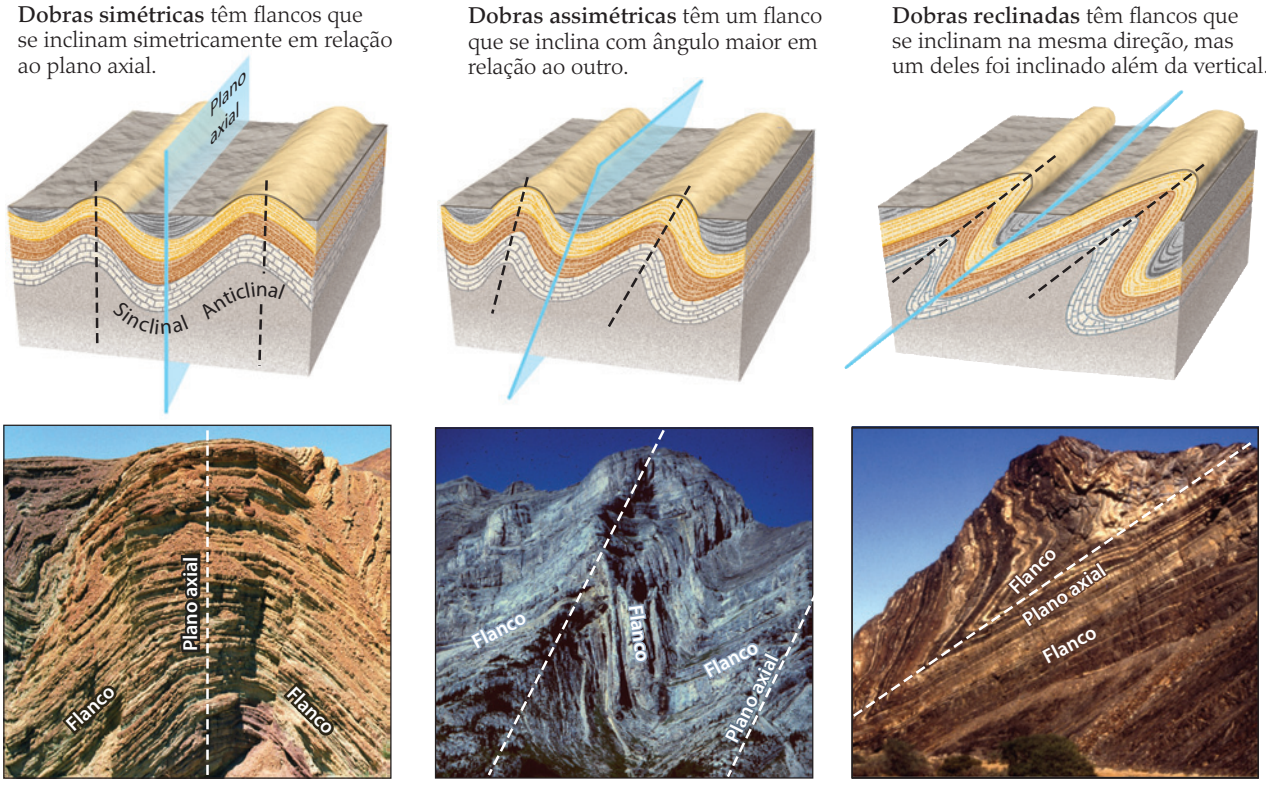



**FIGURA 7.14** ■ Com o aumento da deformação, as dobras são empurradas em formas assimétricas. [(*esquerda*) cortesia de Cleet Carlton/Golden Gate Photo; (*centro*) cortesia de Mark McNaught; (*direita*) John Grotzinger]

campo ou no mapa, um anticlinal erodido seria reconhecido por uma faixa de rochas mais antigas formando um núcleo bordejado, em ambos os lados, por rochas mais novas com mergulhos divergentes. Uma sinclinal erodida mostrar-se-ia como um núcleo de rochas mais novas bordejadas, em ambos os lados, por rochas mais antigas, que mergulham para o centro da estrutura. Essas relações estão ilustradas nas Figuras 7.4 e 7.13. A determinação da estrutura subsuperficial de dobras por mapeamento de superfície é um método importante para encontrar óleo, conforme descrito na seção Geologia na Prática deste capítulo.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

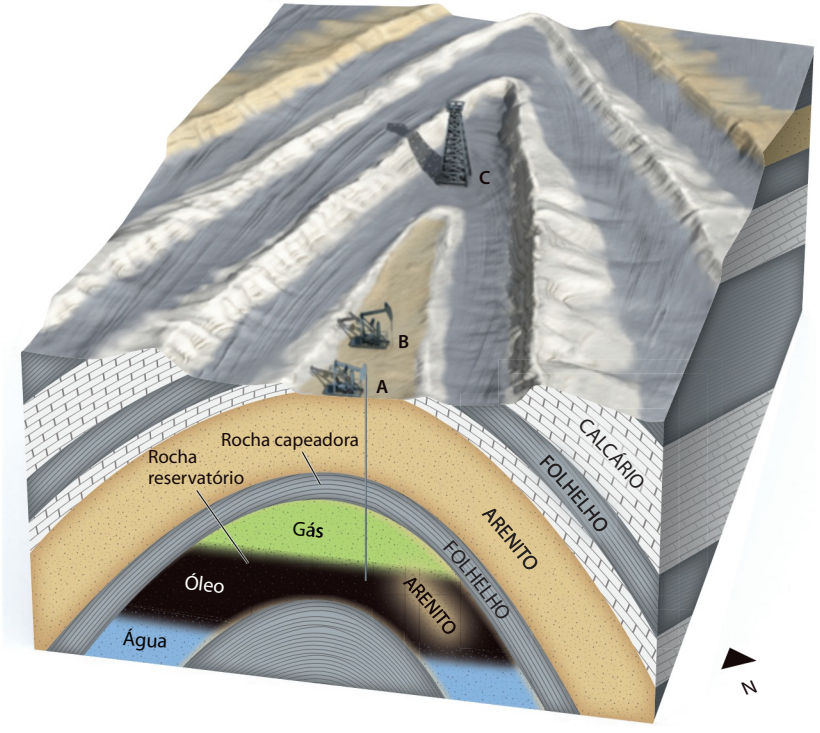
### Como usamos mapas geológicos para encontrar petróleo?

O óleo bruto, ou *petróleo* (do latim "óleo de rocha"), tem sido coletado de infiltrações naturais na superfície terrestre desde épocas antigas. A substância betuminosa de cheiro ruim já foi usada como calafetagem de barcos, graxa para rodas e remédio, mas não era comum usá-la como combustível até o processo de refinamento de petróleo ser desenvolvido na década de 1850. A demanda disparou naquela época, principalmente porque o óleo de gordura de baleia, o melhor combustível que havia disponível para as lamparinas, ficou incrivelmente caro (US$ 60 por galão em valores atuais!) quando a pesca excessiva dizimou populações de baleias.

A capacidade de refinar óleo limpo para lamparinas a partir do petróleo deflagrou o primeiro *boom* do óleo. A mineração do "ouro negro" concentrou-se em áreas em torno do Lago Erie, onde foram descobertos grandes afloramentos de petróleo – no noroeste da Pensilvânia, nordeste de Ohio e sul de Ontário. Os primeiros exploradores de petróleo, como o autoproclamado "Coronel" Edwin Drake, da Pensilvânia, simplesmente perfuravam os afloramentos, mas essa abordagem direta logo se mostrou uma estratégia inadequada para satisfazer a nova sede de petróleo.

O conhecimento geológico podia ser usado para localizar grandes reservatórios de petróleo escondidos no subsolo, ou seja, em regiões onde nenhum óleo aflorava à superfície? Uma resposta afirmativa foi dada em 1861 por T. Sterry Hunt, um geoquímico nascido em Connecticut (EUA). Hunt, membro do Serviço Geológico do Canadá, era ativo na nova ciência do mapeamento de recursos naturais. Ele documentou os afloramentos de petróleo do sul de Ontário em 1850. À medida que a produção de óleo da região aumentava, ele percebeu que os afloramentos e os poços bem-sucedidos tendiam a estar alinhados ao longo de cristas de dobras geológicas.

Hunt também havia estudado as propriedades físicas e químicas do petróleo no laboratório e sabia que ele se formava quando rochas sedimentares ricas em material orgânico eram sujeitas ao calor e à pressão (ver Capítulo 5). O petróleo é mais leve que a água; devido a seu empuxo, ele tende a ascender em direção à superfície. A hipótese proposta por Hunt era que o petróleo ascendente acumulava-se em "rochas reservatório" porosas,



como arenitos, se tais rochas estivessem sobrepostas por "rochas selantes", como folhelhos, que evitavam a ascensão posterior do petróleo. Além disso, o local mais provável para encontrar grandes reservatórios seria ao longo dos eixos de dobras de anticlinais, onde volumes consideráveis de petróleo podiam estar presos sem escapar para a superfície.

A figura que acompanha esta seção ilustra uma armadilha anticlinal, para a qual podemos imaginar a seguinte narrativa de descoberta geológica. A erosão da dobra expôs uma sequência de arenitos, calcários e folhelhos. O mapeamento feito por um geólogo empreendedor mostra que o eixo do anticlinal tem direção nordeste. A perfuração no ponto A sobre o eixo do anticlinal penetra, em primeiro lugar, uma camada espessa de arenito exposta na superfície e, a seguir, uma camada mais delgada de folhelho. Logo abaixo do folhelho, a equipe de perfuração encontra outra camada de arenito contendo gás e, abaixo desse gás, quantidades significativas de óleo. O geólogo infere que o folhelho está capeando um importante reservatório de petróleo na camada mais profunda do arenito, então instrui a equipe a mover-se ao longo da direção do anticlinal e perfurar no ponto B. Bingo: mais um próspero poço de óleo!

A "teoria anticlinal" de Hunt permitiu que os geólogos descobrissem óleo (alguns ficaram ricos) mapeando estruturas de dobras na superfície e, mais tarde, por imagens tridimensionais dessas estruturas, usando técnicas sísmicas. Os resultados foram impressionantes: a maior parte do total de um trilhão de barris de óleo bruto produzido desde 1861 veio de armadilhas anticlinais de óleo do tipo que Hunt descobriu.

***PROBLEMA EXTRA:*** A empresa que gerencia o petróleo mostrado na figura gostaria de expandir suas operações, então propuseram perfurar um novo poço ao longo do eixo do anticlinal no ponto C. Como você, que trabalha com consultoria geológica, classificaria as chances de obter outro poço promissor? Ilustre sua resposta com um esboço de uma secção transversal geológica.

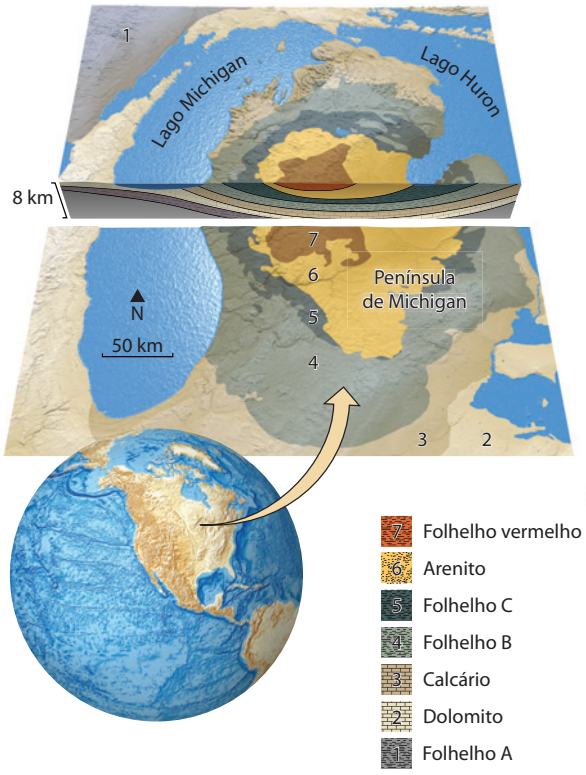



**FIGURA 7.15** ■ Mapa geológico e secção transversal da Bacia de Michigan, que mostra camadas sedimentares depositadas em uma sequência delgada da mais antiga (formação 1) para a mais nova (formação 7) durante a subsidência da bacia. A secção transversal foi exagerada verticalmente por um fator de 5:1.

## Estruturas circulares

A deformação ao longo de limites de placas por forças com direção horizontal geralmente é expressa em falhas e dobras lineares orientadas quase paralelamente ao limite. Alguns tipos de deformação, contudo, são mais simétricos, formando estruturas praticamente circulares, chamadas de bacias e domos.

Uma **bacia** é uma estrutura sinclinal, uma depressão de camadas rochosas em forma de tigela nas quais as camadas mergulham radialmente em direção a um ponto central (**Figura 7.15**). Os sedimentos frequentemente são depositados em bacias (ver Capítulo 5). Em alguns casos, como a Bacia de Michigan, mostrada na Figura 7.15, essa deposição pode produzir sequências sedimentares com muitos quilômetros de espessura. Um **domo** é uma estrutura anticlinal, uma vasta saliência circular ou oval de camadas rochosas. As camadas dos flancos de domo circundam-no em um ponto central e mergulham radialmente a partir deste (**Figura 7.16**). Os domos, como outros anticlinais, são importantes para a geologia do petróleo, porque o óleo é mais leve e tende a migrar para cima através das rochas permeáveis (ver Geologia na Prática). Se as rochas nos pontos superiores de um domo são impermeáveis, o petróleo fica aprisionado, pois é retido pelas mesmas.

Os domos e as bacias têm diâmetros típicos de muitos quilômetros, sendo que alguns podem chegar a centenas de quilômetros. Eles são reconhecidos no campo por exposições com as formas circulares ou ovais características. Nessas exposições, as camadas rochosas mergulham para baixo em direção ao centro da bacia, ou para cima em direção à parte superior do domo (ver Figuras 7.15 e 7.16).

Algumas estruturas circulares são formadas por vários episódios de deformação – por exemplo, quando as rochas são comprimidas em uma direção e, a seguir, novamente em uma direção quase perpendicular à direção original. Porém, em muitos outros casos, essas estruturas resultam da força para cima do material ascendente ou

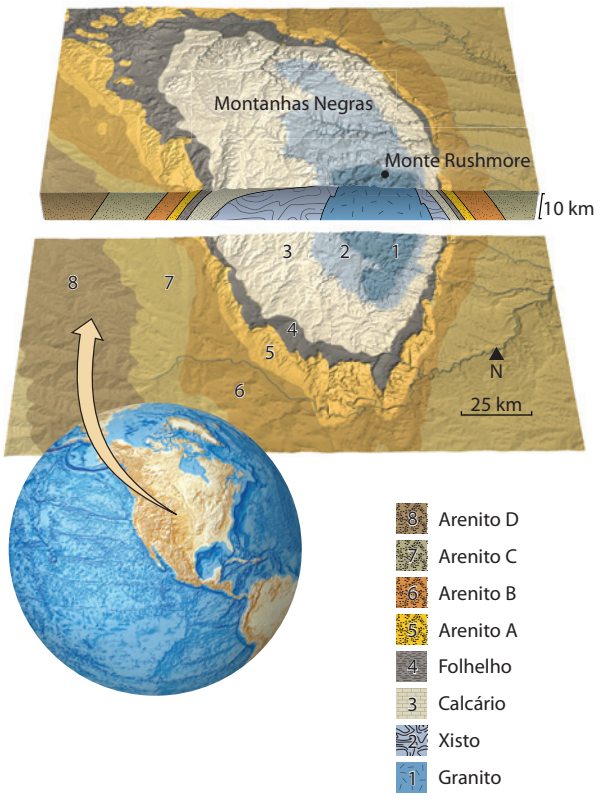



**FIGURA 7.16** ■ Mapa geológico e secção transversal do domo das Montanhas Negras, mostrando rochas sedimentares (formação 3 a 8) e rochas metamórficas (formação 2) que foram soerguidas e erodidas pela intrusão de um batólito granítico (formação 1). No Monte Rushmore, os rostos de quatro presidentes – George Washington, Thomas Jefferson, Theodore Roosevelt e Abraham Lincoln – estão esculpidos nessas rochas graníticas.

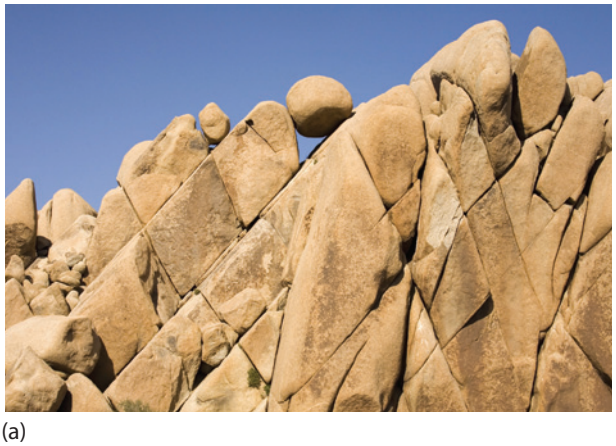
da força para baixo do material mergulhante, em vez de forças com direção horizontal da tectônica de placas. Não é surpresa que tais estruturas circulares tenham a tendência de ser mais comuns nos interiores de placas, distante de limites ativos de placas. Existem muitos domos e bacias, por exemplo, na porção central dos Estados Unidos. A maior parte da Península Inferior de Michigan é uma grande bacia sedimentar (ver Figura 7.15); as Montanhas Negras de Dakota do Sul são um domo erodido (ver Figura 7.16).

Os domos e as bacias podem resultar de diversos tipos de deformação. Certos domos podem ser atribuídos a corpos de material menos denso – como magma, rochas ígneas quentes ou sal – que empurram os sedimentos sobrejacentes para cima. Como vimos no Capítulo 5, algumas bacias sedimentares formam-se quando uma porção aquecida da crosta resfria-se e contrai-se, causando a subsidência dos sedimentos sobrejacentes (bacias de subsidência térmica). Outras resultam quando as forças tectônicas estiram a crosta (bacias em rifte) ou a comprimem para baixo (bacias flexurais). O peso dos sedimentos depositados por um delta de rio pode deprimir a crosta, formando uma bacia sedimentar, como a enorme bacia que agora está se formando na foz do rio Mississippi no Golfo do México.

## Juntas

Como vimos, uma fratura que deslocou a rocha em qualquer lado chama-se falha. Um segundo tipo de fratura é a **junta** – uma rachadura em uma formação rochosa ao longo da qual não houve movimento considerável (**Figura 7.17a**).

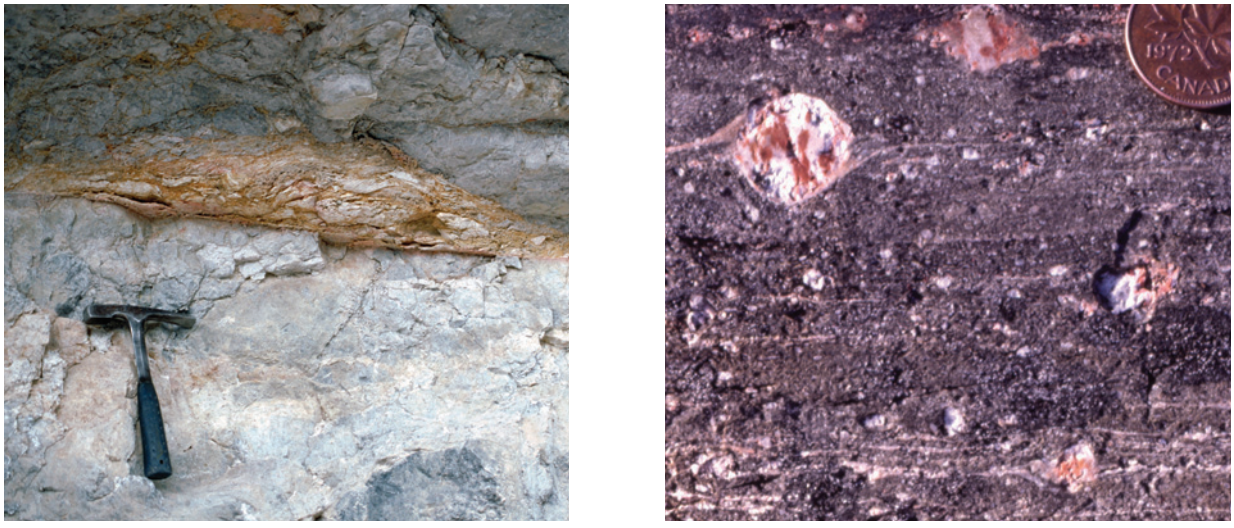
As juntas são encontradas em quase todas as exposições. Algumas são causadas por forças tectônicas. Como qualquer outro material facilmente quebrável, as rochas frágeis, quando submetidas a pressões, fraturam mais facilmente ao longo de defeitos ou pontos fracos. Esses defeitos podem ser pequenas fissuras, fragmentos ou outros materiais, ou mesmo fósseis. As forças tectônicas regionais – compressivas, extensivas ou de cisalhamento –,



(a)

(b)

**FIGURA 7.17** ■ Padrões de juntas. (a) Intersecção de juntas em uma exposição enorme de granito, Joshua Tree National Park, Califórnia (EUA). (b) Juntas colunares em basalto, Giants Causeway, Irlanda do Norte. [(a) Sean Russell/Photolibrary; (b) Michael Brooke/Photolibrary]



(a) (b)

**FIGURA 7.18** ■ (a) Brecha de falha desenvolvida em uma falha no leste de Nevada (EUA). A brecha com cor de ferrugem mostra uma textura cataclástica. As rochas cinzas nos dois lados são calcários. (b) O milonito desenvolveu-se na zona de cisalhamento de Great Slave Lake, nos Territórios do Noroeste, Canadá. A rocha era originalmente um granito. Como resultado de intensas forças de cisalhamento, os cristais de feldspato potássico grandes e originalmente angulares rolaram e transformaram-se em bolas suaves. [(a) Marli Miller; (b) John Grotzinger]

que há muito tempo desapareceram, podem deixar um conjunto de juntas como registro da sua atuação.

As juntas também podem formar-se como resultado de uma expansão e contração não tectônica das rochas. Os padrões regulares de juntas são frequentemente encontrados em plútons e lavas que se resfriaram, contraíram e fraturaram. A erosão pode eliminar as camadas superficiais, diminuindo a pressão confinante nas formações sotopostas, e permitindo que as rochas expandam-se e quebrem-se ao longo dos defeitos.

As juntas são, geralmente, apenas o início de uma série de mudanças que vai alterar as formações rochosas significativamente à medida que envelhecerem. Por exemplo, as juntas fornecem canais através dos quais a água e o ar podem atingir a formação em profundidade e acelerar o intemperismo e o enfraquecimento interno da estrutura. Se dois ou mais conjuntos de juntas intersectam-se, o intemperismo pode controlar a quebra da formação em grandes colunas ou blocos (Figura 7.17b). A circulação de fluidos hidrotermais através das juntas pode depositar minerais, como quartzo e calcita, formando veios, como vimos no Capítulo 3.

## As texturas da deformação

As juntas são exemplos de pequenas feições em formações rochosas que são mais bem observadas de perto em uma exposição. Outro tipo de estrutura de deformação de pequena escala é a textura de uma massa de rocha em áreas de cisalhamento localizado, como zonas de falha.

Como vimos, os movimentos tectônicos causam o fraturamento e o deslizamento das partes frágeis da crosta. À medida que as rochas ao longo de um plano de falha de cisalhamento deslizam umas em relação às outras, elas moem e fragmentam mecanicamente a rocha sólida. Onde as rochas se comportam como materiais frágeis (geralmente na crosta superior), o cisalhamento produz rochas com *texturas cataclásticas*, em que os grãos são fragmentos quebrados e angulares. Uma rocha desse tipo, chamada de *brecha de falha*, é mostrada na **Figura 7.18a**.

Se o cisalhamento ocorre em profundidades onde as temperaturas e as pressões são altas o suficiente para que ocorra deformação dúctil, são formadas as rochas metamórficas chamadas de *milonitos* (Figura 7.18b). O movimento de uma superfície rochosa contra outra produz a recristalização e a granulação dos minerais, transformando-os em fitas ou bandas. O desenvolvimento de milonitos ocorre tipicamente em metamorfismo de grau xisto-verde a anfibolito (ver Capítulo 6). Os efeitos texturais da deformação são principalmente óbvios em milonitos, mas também são provenientes de rochas cataclásticas.

A Falha de Santo André, no sul da Califórnia, é um bom estudo de caso de como texturas de deformação podem estar relacionadas a mudanças de temperaturas e pressões com a profundidade. Essa falha marca o limite entre a Placa do Pacífico e a Placa da América do Norte (ver Figura 7.7) e estende-se reta através da crosta até, provavelmente, o manto. Até uma profundidade de por volta de 20 km, pensa-se que a falha é bastante estreita e caracterizada por texturas cataclásticas, indicando que houve deformação frágil. Terremotos são gerados nessa zona. No entanto, não ocorrem terremotos em profundidades maiores que 20 km, e pensa-se que a falha é

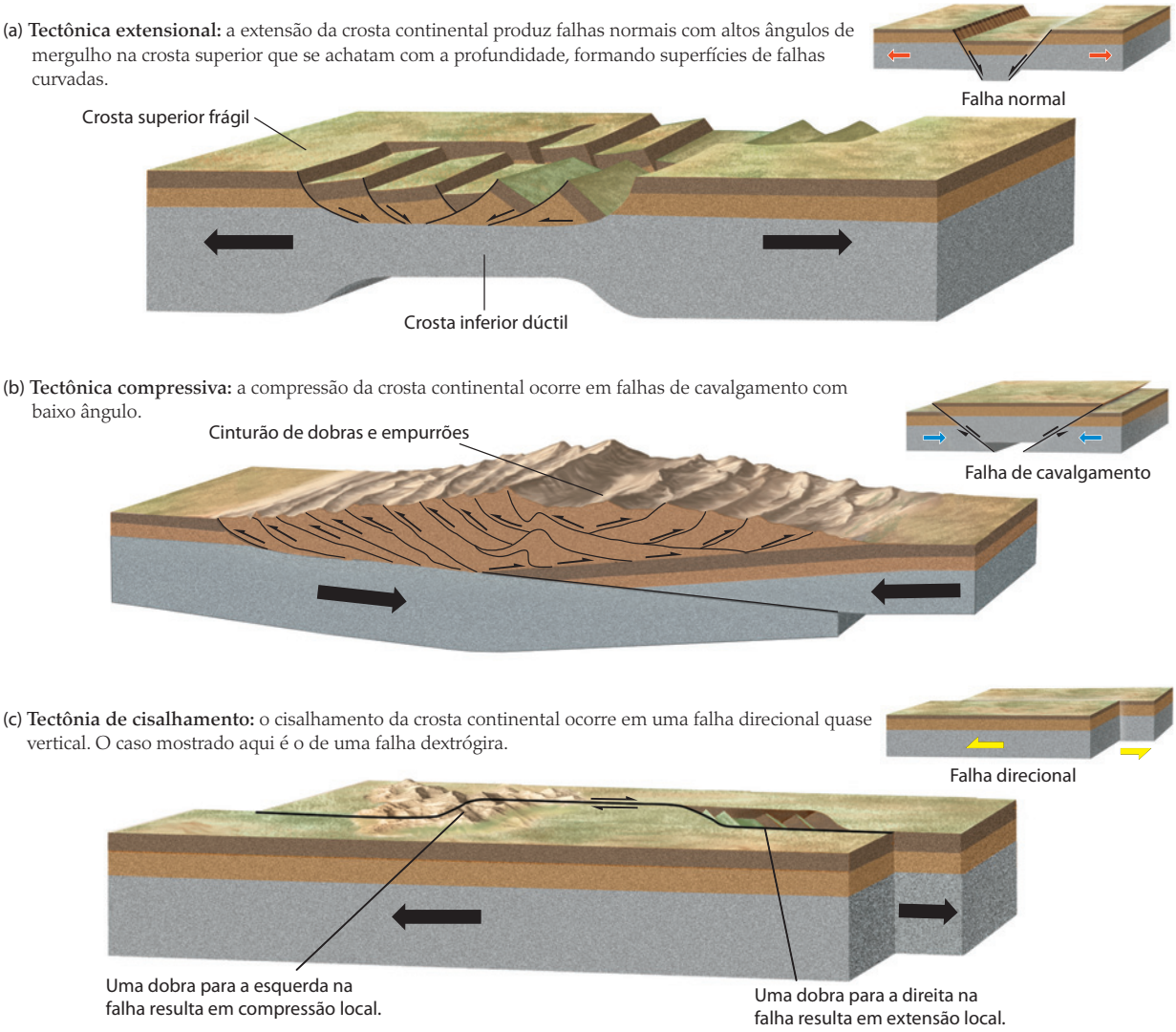



**FIGURA 7.19** ■ A orientação de forças tectônicas – (a) extensional, (b) compressiva e (c) de cisalhamento – determina o estilo da deformação continental. Em escala regional, os tipos básicos de falhamento mostrados nas figuras menores podem levar a padrões complexos e diferenciados de deformação. [Fonte: John Suppe, *Principles of Structural Geology*. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 1985]

caracterizada por uma larga zona de deformação dúctil, que produz os milonitos.

## Estilos de deformação continental

Se olharmos perto o suficiente, podemos encontrar todas as estruturas básicas de deformação – falhas, dobras, domos, bacias, juntas – em qualquer zona de deformação continental. Porém, quando vemos a deformação continental em escala regional, encontramos padrões característicos de falhamento e dobramento que se relacionam diretamente com as forças tectônicas que causam a deformação. A **Figura 7.19** retrata os estilos de deformação típicos dos três principais tipos de força tectônica.

### Tectônica extensional

Na crosta frágil, as forças extensionais que produzem o falhamento normal podem separar uma placa, resultando em um *vale em rifte* – um vale longo e estreito formado quando um bloco de rocha cai em relação a seus dois blocos de flancos ao longo de falhas normais quase paralelas e com mergulho de ângulo inclinado (Figura 7.19a). O vale em rifte do Leste da África[2] (**Figura 7.20**), os riftes das dorsais mesoceânicas, o vale do rio Reno e o rifte do Mar Vermelho são exemplos bem conhecidos de vales em rifte. Como vimos no Capítulo 5, essas estruturas formam bacias que são preenchidas com sedimentos erodidos das paredes do rifte e das rochas vulcânicas extrudidas de rachaduras extensionais na crosta.

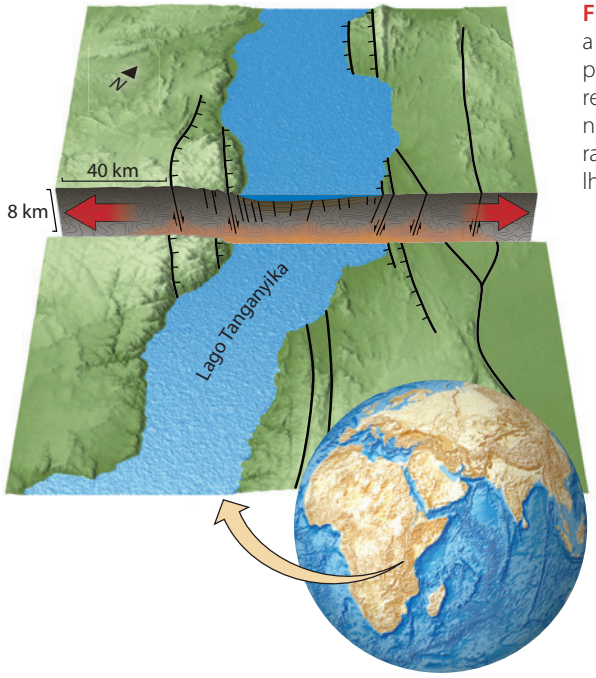
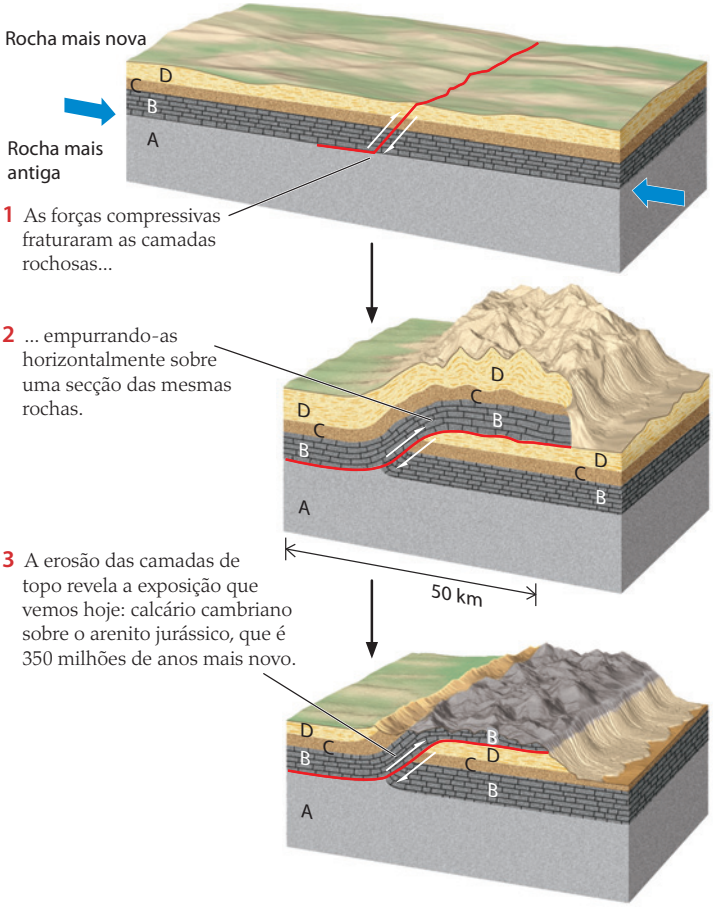



**FIGURA 7.20** ■ Na África Oriental, forças extensionais estão afastando a Subplaca da Somália da Placa da África, criando vales em rifte limitados por falhas normais (ver Figura 2.8b). O vale em rifte mostrado aqui está repleto de sedimentos e pelo Lago Tanganyika, na fronteira entre a Tanzânia e a República Democrática do Congo. A secção transversal foi exagerada verticalmente por um fator de 2,5:1, que amplia os mergulhos de falha; os mergulhos reais das falhas normais são de aproximadamente 60°.

A tensão na crosta continental rasa geralmente produz falhas normais com altos ângulos de mergulho, tipicamente de 60° ou mais. Além da profundidade de aproximadamente 20 km, no entanto, as rochas crustais são quentes o bastante para se comportarem como materiais dúcteis, e ocorre a deformação por extensão, em vez de por fraturamento. Essa mudança no comportamento da rocha faz com que o mergulho das falhas seja achatado com o aumento da profundidade, o que resulta em falhas normais com superfícies curvas, conforme mostrado na Figura 7.19a. Os blocos crustais que se movem ao longo dessas falhas encurvadas são inclinados para trás à medida que a extensão continua.

A província Bacias e Cristas, que está centralizada na Grande Bacia de Nevada e Utah, é um bom exemplo de região definida por muitos vales em rifte adjacentes. Os geólogos podem explicar a inclinação de montanhas e vales com blocos em falha nessa região pela geometria simples que acabamos de descrever. A região, que hoje tem mais de 800 km de largura, foi alongada e estendida na direção noroeste-sudeste por um fator de dois nos últimos 15 milhões de anos. Aqui, o falhamento normal criou uma imensa paisagem de montanhas com blocos em falha erodidos e acidentados e vales repletos de sedi-




Falha de cavalgamento de Keystone, sul de Nevada (EUA)

**FIGURA 7.21** ■ A falha de cavalgamento de Keystone, no sul de Nevada, é uma estrutura de *overthrust* em grande escala do tipo que se forma durante episódios de compressão continental. As forças compressivas deslocaram uma secção de camadas rochosas – D, C, B – e empurraram-na, horizontalmente, por uma grande distância, sobre a secção D, C, B, A. [Foto de Marli Miller/Visuals Unlimited]

mentos, alguns cobertos com rochas vulcânicas recentes (ver Figura 10.5). Essa deformação extensional, que parece ser causada por correntes de convecção de ascensão sob a província de Bacias e Cristas, continua até hoje.

## Tectônica compressiva

Em zonas de subducção, a litosfera oceânica desliza sob uma placa acavalada ao longo de uma enorme falha de cavalgamento, ou *megathrust*. Os maiores terremotos do mundo, como o de Sumatra em 26 de dezembro de 2004, são causados por deslizamentos súbitos em *megathrusts*. A falha de cavalgamento também é o tipo mais comum de falhamento em continentes que são submetidos à compressão tectônica. Lâminas de crosta podem deslizar umas em relação às outras por dezenas de quilômetros ao longo de falhas de cavalgamento quase horizontais, formando estruturas de *overthrust* (**Figura 7.21**).

Quando dois continentes colidem, a crosta pode ser comprimida por uma zona ampla, resultando em episódios espetaculares de soerguimento de montanhas. Durante essas colisões, as rochas frágeis do embasamento cavalgam umas sobre as outras por falha de cavalgamento, enquanto as rochas sedimentares mais dúcteis sobrepostas são comprimidas em uma série de enormes dobras, formando um *cinturão de dobras e empurrões* (Figura 7.19b). Grandes terremotos são comuns em cinturões de dobras e empurrões; um exemplo recente é o grande terremoto Wenchuan que atingiu Sichuan, China, em 12 de maio de 2008, matando mais de 80 mil pessoas.

As colisões contínuas da África, Arábia e Índia com a margem sul do continente Eurasiano criaram cinturões de dobras e empurrões dos Alpes até o Himalaia, sendo que muitos deles ainda estão ativos. Os grandes reservatórios de óleo no Oriente Médio estão aprisionados em anticlinais estruturados por essa deformação. Compressões no oeste da América do Norte, causadas pelo movimento na direção oeste daquele continente durante a abertura do Oceano Atlântico, criaram o cinturão de dobras e empurrões das Rochosas Canadenses. A Província de Vales e Cristas dos Apalaches é um antigo cinturão de dobras e empurrões que data do tempo das colisões que criaram o supercontinente Pangeia.

## Tectônica de cisalhamento

Uma falha transformante é uma falha direcional que constitui um limite de placas. Falhas transformantes, como a de Santo André, podem deslocar formações geológicas por distâncias longas (ver Figura 7.7), mas, desde que permaneçam alinhados com a direção do movimento relativo das placas, os blocos nos dois lados podem desli-

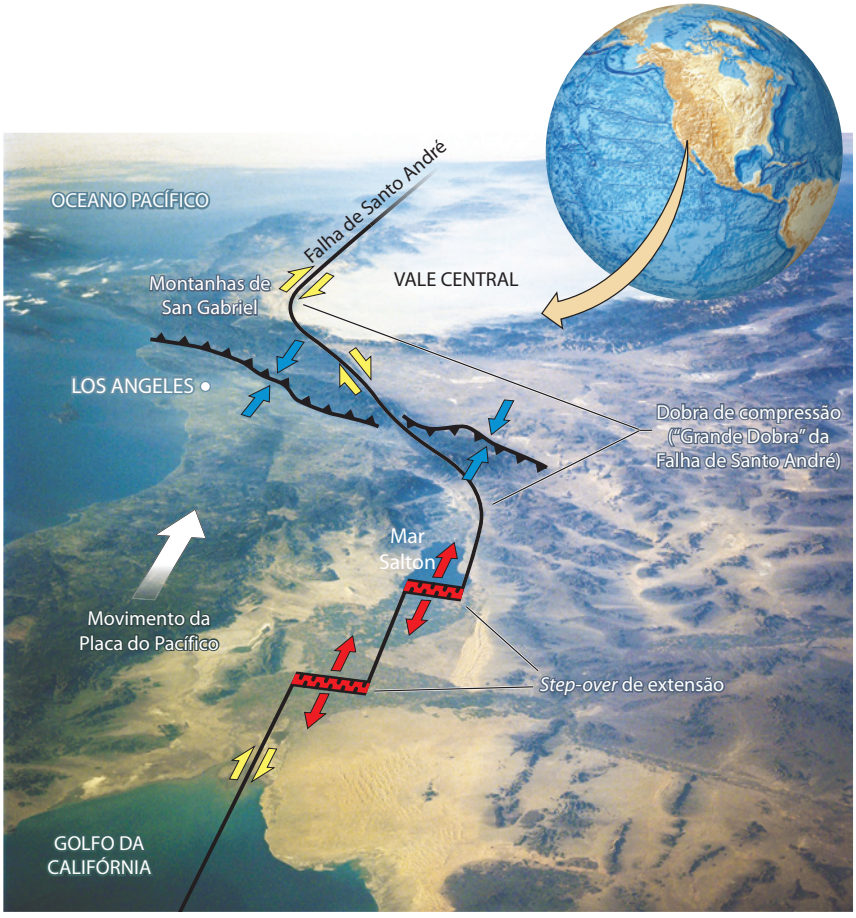



**FIGURA 7.22** ■ Fotografia a partir de ônibus Espacial mostrando uma visão oblíqua do sistema da Falha de Santo André. As anotações ilustram como os desvios da orientação de uma falha transformante da direção do movimento de placas podem causar extensão e compressão locais. Entre o Golfo da Califórnia e o Mar Salton (próximo à parte inferior da figura), o sistema da falha desloca-se para a direita em dois passos principais; os segmentos de falha dextrógira (linhas pretas), que são paralelos ao movimento das placas do Pacífico e da América do Norte, estão separados por vales em rifte (em vermelho) que são vulcanicamente ativos, subsidindo e enchendo-se de sedimentos. Quando olhamos para o norte, o traço da falha primeiro dobra para a esquerda, contrário à direção do movimento de placas e, depois, para a direita, realinhando-se com o movimento de placas na região central da Califórnia (próximo à parte de cima da figura). Essa "Grande Dobra" na Falha de Santo André causa compressão, que resulta em falhamento inverso na região de Los Angeles (centro da figura). [Johnson Space Center; fotografia do Ônibus Espacial da NASA, anotações modificadas a partir de M. K. Rymer, U.S. Geological Survey]

zar um em relação ao outro sem muita deformação interna. No entanto, falhas transformantes longas raramente são retas, então os padrões de deformação ao longo dessas falhas podem ser muito mais complicados. As falhas podem ter dobras e deslocamentos que alteram as forças tectônicas atuantes em porções do limite de placas de forças de cisalhamento para forças de compressão ou extensionais. Essas forças, por sua vez, causam falhamento e dobramento secundário (Figura 7.19c).

Um bom exemplo de como isso funciona pode ser encontrado no sul da Califórnia, onde a Falha de Santo André dextrógira primeiro dobra para a esquerda e, depois, para a direita à medida que seguimos seu traçado do sul para o norte (**Figura 7.22**). Os segmentos da falha nos dois lados dessa "Grande Dobra" estão alinhados com a direção do movimento relativo de placas, de forma que os blocos deslizam um em relação ao outro simplesmente por falhamento direcional. Porém, na Grande Dobra, a mudança na orientação da falha faz com que as placas se empurrem, produzindo falha de cavalgamento ao sul da falha. Esse cavalgamento soergueu as montanhas San Gabriel e San Bernardino a elevações que excedem 3.000 m e, durante a última metade do século passado, produziu uma série de terremotos destrutivos, inclusive o tremor de Northridge em 1994, que causou danos de mais de US$ 40 bilhões para Los Angeles (ver Capítulo 13).

Na extremidade sul da Falha de Santo André, entre o Golfo da Califórnia e o Mar Salton, o limite entre as placas do Pacífico e da América do Norte desloca-se para a direita em uma série de degraus. Nesses deslocamentos, o limite de placas fica sujeito a forças extensionais, e o falhamento normal forma vales em rifte que são vulcanicamente ativos, subsidem com rapidez e preenchem-se de sedimentos. Essa extensão ocorre por 200 km da compressão da Grande Dobra, demonstrando como a tectônica pode ser variável ao longo de falhas transformantes continentais!

## Revelando a história geológica

A história geológica de uma região é uma sucessão de episódios de deformação e outros processos geológicos. Vamos ver como alguns conceitos e métodos introduzidos neste capítulo podem ser usados para reconstruir essa história.

As secções da **Figura 7.23** representam algumas dezenas de quilômetros de uma província geológica que sofreu uma sucessão de eventos tectônicos. Primeiramente, as camadas horizontais de sedimentos foram depositadas no assoalho oceânico e, depois, foram subsequentemente inclinadas e dobradas acima do nível do mar por forças de compressão horizontais. Lá, a erosão originou uma nova superfície horizontal, que foi coberta por um derrame discordante, quando forças profundas do interior da Terra causaram uma erupção vulcânica. No estágio mais recen-

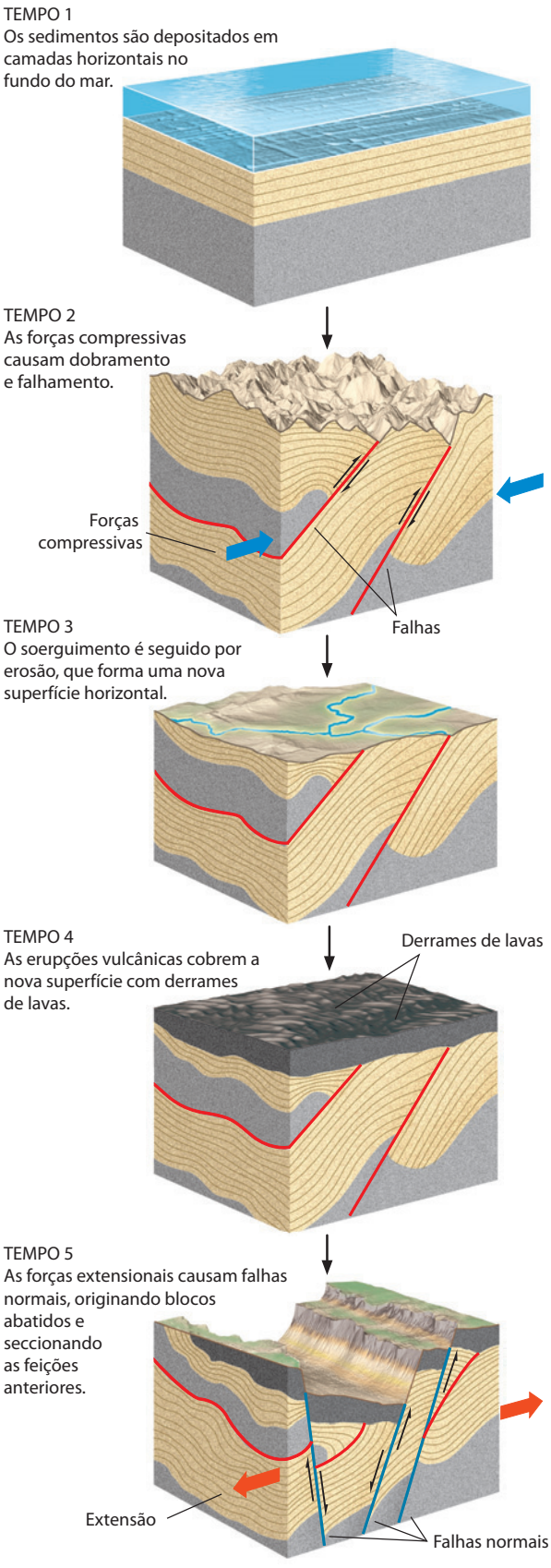



**FIGURA 7.23** ■ Estágios de desenvolvimento de uma província geológica. Um geólogo vê apenas o último estágio e tenta reconstruir, a partir das evidências estruturais, todos os estágios anteriores da história de uma região.

te, as forças tensionais resultaram em falhamento normal, que fragmentou a crosta em blocos.

O geólogo vê apenas o último estágio, mas concebe a sequência inteira. Ele começa identificando e determinando as idades das camadas rochosas e registrando a orientação de camadas, dobras e falhas em mapas geológicos. A seguir, usa esses mapas para construir seções transversais das feições subsuperficiais. Quando as camadas sedimentares foram identificadas, o geólogo assume que elas devem ter sido originalmente horizontais, e não deformadas, dispostas no fundo de um oceano ancestral. Os eventos posteriores podem, então, ser reconstruídos.

O relevo da superfície atual – como encontramos nos Alpes, nas Montanhas Rochosas, nas Cadeias Costeiras do Pacífico e no Himalaia – pode estar relacionado, em grande parte, com a deformação que ocorreu durante as últimas dezenas de milhões de anos. Esses sistemas de montanhas mais novos ainda contêm muito da informação que o geólogo necessita para reconstruir a história da deformação. No entanto, a deformação que ocorreu centenas de milhões de anos atrás, bem como as montanhas enrugadas, não existe mais. A erosão deixou apenas os remanescentes de dobras e falhas, expressos como cristas baixas e vales rasos. Como veremos no Capítulo 10, mesmo episódios mais antigos de construção de montanha são evidentes a partir das formações metamorfizadas altamente torcidas, que constituem as rochas do embasamento no interior dos continentes.

## RESUMO

***Como os geólogos representam a estrutura geológica em mapas e diagramas?*** Duas medidas importantes em mapas e diagramas geológicos são a direção e o mergulho. A direção é o ponto cardeal de uma camada rochosa onde ela intersecta uma superfície horizontal. O mergulho é o ângulo em que a camada rochosa inclina-se a partir da horizontal, medido em ângulo reto à direção. O mapa geológico é um modelo bidimensional das feições geológicas expostas na superfície terrestre, mostrando várias formações rochosas, bem como outras feições, como falhas. Uma seção transversal geológica é um diagrama que representa as feições geológicas que seriam visíveis se fosse cortada uma fatia vertical em parte da crosta. As secções geológicas transversais podem ser construídas com base nas informações de um mapa geológico, embora possam ser aprimoradas com dados subsuperficiais coletados por perfuração ou por imagens sísmicas.

***O que os laboratórios dizem a respeito da maneira como as rochas deformam-se?*** Os estudos de laboratório mostram que rochas sujeitas a forças tectônicas podem comportar-

## Projeto no Google Earth

Imagem de satélite do Google Earth mostrando o noroeste dos Estados Unidos e a localização de Canyon Ribbon, Wyoming, (marcado com um ponto vermelho).

Imagem de satélite tridimensional feita pelo Google Earth do Canyon Ribbon, Wyoming, EUA, mostrando camadas com mergulho íngreme em direções opostas.

Quando deformadas, as rochas podem formar dobras. Um anticlinal é uma dobra em forma de arco, enquanto um sinclinal assemelha-se a um vale. Ao examinar uma exposição de rocha, podemos reconhecer um anticlinal por uma sequência de camadas inclinadas na direção oposta do centro da dobra. Para um sinclinal, as camadas teriam uma inclinação para o centro da dobra. Vamos analisar um exemplo de Wyoming (EUA).

***LOCALIZAÇÃO*** Montanha Sheep/Canyon Ribbon, próximo a Big Horn, Wyoming, EUA.

***OBJETIVO*** Aprender a reconhecer estruturas dobradas.

***REFERÊNCIA*** Figuras 7.3, 7.4 e 7.10

1. Digite "Ribbon Canyon, Big Horn, Wyoming" na janela de busca do Google Earth. Na parte inferior, à esquerda, na aba "Camadas", clique em "Terreno" para ativar o recurso de visualização em 3D. Use o *zoom* para atingir uma altitude de 8,75 km. Qual é a latitude e longitude do Canyon Ribbon, Wyoming?
   *a.* 44° 39′ 12,26″ N, 108° 11′ 59,32″ W
   *b.* 44° 31′ 30,16″ N, 107° 57′ 24,39″ W
   *c.* 45° 15′ 17,18″ N, 108° 59′ 03,12″ W
   *d.* 45° 29′ 07,45″ N, 107° 24′ 18,94″ W
2. Neste capítulo, destacamos várias feições que um geólogo de campo poderia mapear. O mapa mostrado na figura está centrado em 44° 38′ 21,52″ N, 108° 10′ 50,64″ W, com altitude de aproximadamente 2,75 km. Usamos a ferramenta "Adicionar caminho" (o ícone encontra-se na parte superior da tela do Google Earth) para delinear algumas das camadas nos dois lados da elevação. Tente mapear (delinear) essas camadas sozinho. Você pode alterar as cores das trajetórias clicando em "Estilo/Cor" na janela "Adicionar caminho". De que forma as camadas em cada lado da elevação parecem estar inclinadas?
   *a.* As camadas azuis estão inclinadas para o sudoeste, e as vermelhas, para o nordeste.
   *b.* As camadas azuis e vermelhas estão inclinadas para o sudoeste.
   *c.* As camadas azuis estão inclinadas para o nordeste, e as vermelhas, para o sudoeste.
   *d.* As camadas azuis e vermelhas estão inclinadas para o noroeste.
3. Em que direção as camadas de cada lado do monte parecem estar inclinadas em relação à dobra? (Talvez seja preciso girar a visão de perspectiva para ver as camadas de lados diferentes. Para fazer isso, na parte superior direita da tela do Google Earth, arraste a letra "N" ao redor do círculo para mudar a direção. Você também pode rolar mais para o sudeste para ver uma extensão mais ampla dessa feição.) Com essas informações, você acha que essa área representa um anticlinal ou um sinclinal?

*a.* As camadas estão inclinadas na direção oposta ao centro da dobra, tornando-a um sinclinal.
*b.* As camadas estão inclinadas para o centro da dobra, tornando-a um sinclinal.
*c.* As camadas estão inclinadas na direção oposta ao centro da dobra, tornando-a um anticlinal.
*d.* As camadas estão inclinadas para o centro da dobra, tornando-a um anticlinal.

4. Nessa mesma área, qual é a maior altitude aproximada no topo elevação?
   *a.* 1275 m
   *b.* 1320 m
   *c.* 1530 m
   *d.* 1610 m

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Pense em como os anticlinais e sinclinais são formados. Você acha que as camadas mais antigas estão dentro ou fora da dobra? (*Dica*: Imagine uma pilha de papéis em que os papéis do fundo representam as camadas mais antigas, e os da parte de cima são as camadas mais novas. Se você dobrar a pilha na forma de um U [sinclinal], os papéis "mais antigos" estão localizados dentro ou fora da dobra? Se você inverter essa pilha na forma de um U invertido [anticlinal], onde estão as camadas mais antigas agora?)
   *a.* Em Canyon Ribbon, as camadas mais antigas estão fora da dobra.
   *b.* Em Canyon Ribbon, as camadas mais antigas estão dentro da dobra.
   *c.* Em Canyon Ribbon, todas as camadas mais antigas têm a mesma idade.
   *d.* Em Canyon Ribbon, existe falhamento, e não dobramento das camadas.

-se como materiais frágeis ou dúcteis. Esse comportamento depende da temperatura e da pressão, do tipo de rocha, da velocidade da deformação e da orientação das forças tectônicas.

***Quais são as estruturas deformacionais básicas que os geólogos observam no campo?*** Entre as estruturas geológicas que resultam de deformação, incluem-se as dobras, as falhas, as estruturas circulares, as juntas e as texturas de deformação causadas por cisalhamento. As fraturas são conhecidas como falhas se as rochas forem deslocadas pela superfície da fratura e como juntas se não for observado deslocamento algum.

***Que tipos de forças produzem essas estruturas de deformação?*** As falhas e as dobras são causadas, basicamente, por forças tectônicas horizontalmente direcionadas em limites de placas. Forças compressivas horizontais em limites divergentes produzem falhas normais; forças compressivas horizontais em limites convergentes produzem falhas de cavalgamento; e forças de cisalhamento horizontais em limites de falha transformante produzem falhas direcionais. As dobras geralmente são formadas por forças compressivas em rochas acamadas, como aquelas que ocorrem ao longo de limites onde placas colidem. Estruturas circulares, como domos e bacias, podem ser causadas por forças com direção vertical, distante dos limites de placas. Certos domos são causados pela ascensão de material menos denso. As bacias podem ser formadas quando as forças extensionais estiram a crosta ou quando uma porção aquecida desta resfria-se e contrai-se. As juntas podem ser causadas por tensões tectônicas ou por resfriamento e contração de formações rochosas.

***Quais são os principais estilos de deformação continental?*** Há três estilos principais de deformação continental. A tectônica extensional produz vales em rifte com falhamento normal; em regiões continentais submetidas à extensão, os ângulos de mergulho das falhas normais achatam-se com a profundidade, fazendo com que os blocos de falhas inclinem-se na direção oposta do rifte à medida que o falhamento continua. A tectônica compressiva produz falhas de cavalgamento; no caso de colisões entre continentes, a compressão pode produzir cinturões de dobras e empurrões. A tectônica de cisalhamento produz falhamento direcional, mas dobras e deslocamentos na falha podem causar falhas de cavalgamento e falhas normais localmente.

***Como os geólogos reconstroem a história de uma região?*** Os geólogos podem observar apenas os resultados finais de uma sucessão de eventos: deposição, deformação, erosão, vulcanismo, etc. Eles deduzem a história deformacional de uma região por meio da identificação e determinação da idade das camadas rochosas, registrando a orientação geométrica das mesmas em mapas geológicos, mapeando dobras e falhas e reconstruindo seções da subsuperfície consistentes com as observações de superfície.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

anticlinal (p. 183)
bacia (p. 186)
deformação (p. 176)
direção (p. 177)
dobra (p. 183)
domo (p. 186)
dúctil (p. 180)
falha com rejeito paralelo ao mergulho (p. 181)
falha de cavalgamento (p. 181)

falha direcional (p. 181)
falha normal (p. 181)
força compressiva (p. 176)
força de cisalhamento (p. 176)
força extensional (p. 176)
formação (p. 177)
frágil (p. 180)
junta (p. 188)
mapa geológico (p. 178)
mergulho (p. 177)
muro (p. 181)
seção geológica transversal (p. 179)
sinclinal (p. 183)
teto (p. 181)

## EXERCÍCIOS

1. Que tipo de dobra é mostrado na Figura 7.1a? A falha pequena no lado esquerdo da Figura 7.1b é uma falha normal ou de cavalgamento? Estime o deslocamento da falha, expressando sua resposta em metros.
2. Em um mapa geológico com escala de 1:250.000, quantos centímetros representariam uma distância real de 2,5 km? Qual é a distância real, em quilômetros, de 1 centímetro no mesmo mapa?
3. O movimento das placas da América do Norte e do Pacífico ao longo da Falha de Santo André deslocou o canal do arroio na Figura 7.7 em 130 m. Os geólogos determinaram que esse canal tem 3.800 anos. Qual é a taxa de deslizamento da Falha de Santo André neste local, expressa em milímetros por ano?
4. Com base na Figura 2.7, estime a direção das forças da tectônica de placas que estão causando a extensão do Mar Vermelho.
5. Demonstre que um deslocamento para a esquerda em uma falha direcional dextrógira produzirá compressão, enquanto um deslocamento para a direita nessa mesma falha produzirá extensão. Escreva uma regra semelhante para falhas direcionais levógiras.
6. Desenhe uma secção geológica que mostre a seguinte história: uma série de sedimentos marinhos é depositada e, subsequentemente, deformada por forças compressivas em um cinturão de dobras e empurrões. As montanhas desse cinturão erodiram até o nível do mar, e foram depositados novos sedimentos. A região, então, começou a se ampliar, e a lava intrudiu os novos sedimentos para criar uma soleira. No estágio final, forças extensionais romperam a crosta para formar um vale em rifte limitado por falhas normais com alto ângulo de mergulho.

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Em que sentido um mapa geológico é um modelo científico da geologia de superfície? É justo dizer que as seções geológicas transversais, em combinação com um mapa geológico, constituem um modelo científico da estrutura geológica tridimensional? (Ao formular sua resposta, é uma boa ideia consultar a discussão de modelos científicos no Capítulo 1.)
2. Por que é correto dizer que "estruturas geológicas em grande escala devem ser representadas em mapas geológicos de pequena escala"? Que tamanho deve ter uma folha de papel para fazer um mapa de todas as Montanhas Rochosas dos Estados Unidos com escala de 1:24.000?
3. A margem submersa de um continente tem uma camada espessa de sedimentos sobrepostos às rochas sedimentares metamórficas. Essa margem continental colide com outra massa continental, e as forças compressivas a deformam em um cinturão de dobras e empurrões. Durante a deformação, qual das formações geológicas teria maior probabilidade de se comportar como material frágil e como material dúctil: (a) as formações sedimentares em alguns quilômetros da parte superior; (b) as rochas sedimentares metamórficas a profundidades de 5 a 15 km; (c) rochas crustais inferiores a profundidades abaixo de 20 km? Em qual dessas camadas você esperaria terremotos?
4. Foi o escritor John McPhee quem chamou os mapas geológicos de "livros-texto em um pedaço de papel", em sua narrativa épica sobre uma transversal geológica através da América do Norte, intitulada *Annals of the Former World* (p. 378). Você pode localizar uma passagem neste livro-texto que descreve uma estrutura geológica e desenhar um mapa geológico consistente com a descrição de McPhee?
5. Você saberia explicar a história geológica do Exercício 6 em termos de eventos da tectônica de placas? Em que local dos Estados Unidos os geólogos pensam que essa sequência ocorreu?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Também conhecida como "dobra recumbente".

[2] Também denominado "Grande Vale da África Oriental".

# 8

# Relógios nas Rochas: Datando o Registro Geológico

Reconstrução da história geológica usando o registro estratigráfico ■ 200
A escala do tempo geológico: idades relativas ■ 206
Medição do tempo absoluto com relógios isotópicos ■ 210
A escala do tempo geológico: idades absolutas ■ 214
Avanços recentes na datação do sistema Terra ■ 216

Os filósofos vêm se debatendo com a noção de tempo ao longo da história humana, mas até épocas bem recentes, eles tinham muito poucos dados para limitar suas especulações. A imensidão do tempo – o "tempo profundo", medido em bilhões de anos – foi uma grande descoberta geológica que mudou nosso pensamento sobre como a Terra opera em termos de um sistema.

Os geólogos pioneiros como James Hutton e Charles Lyell levaram-nos a compreender que o planeta não era modelado por uma série de eventos catastróficos que ocorriam por meros milhares de anos, como muitos acreditavam. Em vez disso, o que vemos hoje é o produto de processos geológicos comuns operando por intervalos de tempo muito maiores. Hutton enunciou seu entendimento na forma do princípio do uniformitarismo, descrito no Capítulo 1. O conhecimento do tempo geológico ajudou Charles Darwin a formular sua teoria da evolução, levando a muitas outras observações sobre o funcionamento do sistema Terra, do sistema solar e do universo como um todo.

Os processos geológicos ocorrem em escalas de tempo que variam de segundos (impactos de meteoritos, explosões vulcânicas, terremotos) a dezenas de milhões de anos (reciclagem da litosfera oceânica) e até bilhões de anos (evolução tectônica dos continentes). Se formos cuidadosos o bastante, podemos mensurar as taxas de processos de curto prazo, como erosão de praias ou variações sazonais no transporte de sedimentos por rios, em alguns anos. A avaliação precisa pode monitorar os movimentos lentos das geleiras (metros por ano) e, com o Sistema de Posicionamento Global, podemos acompanhar os movimentos ainda mais lentos das placas litosféricas (centímetros por ano). Documentos históricos podem fornecer certos tipos de dados geológicos, como as datas dos principais terremotos ou erupções vulcânicas, de centenas ou, em alguns casos, milhares de anos atrás.

Trilobitas preservados como fósseis em rochas de cerca de 365 milhões de anos. Ontário, Canadá. [William E. Ferguson]

No entanto, o registro da observação humana é curto demais para o estudo de muitos dos processos geológicos lentos (**Figura 8.1**). Na verdade, ele não é suficiente nem para capturar alguns tipos de eventos rápidos, mas raros; por exemplo, nunca testemunhamos um impacto de meteorito tão grande quanto o que deixou a cratera mostrada na Figura 1.7. Do contrário, devemos confiar no registro geológico: as informações preservadas nas rochas que sobreviveram à erosão e à subducção. Quase toda a crosta oceânica com mais de 200 milhões de anos sofreu subducção, mergulhando de volta para o manto, então a maior parte da história terrestre está documentada apenas nas rochas mais antigas dos continentes. Os geólogos podem reconstruir a subsidência a partir do registro da sedimentação; do soerguimento, a partir da erosão de camadas rochosas; e da deformação, a partir de falhas, dobras e rochas metamórficas. Porém, para medir o ritmo desses processos e entender suas causas comuns, é preciso ser capaz de atribuir idades a eventos observados no registro geológico.

**Neste capítulo, aprenderemos como os geólogos mediram, pela primeira vez, o abismo do tempo encontrando ordem no registro geológico. A seguir, veremos como usaram a descoberta de "relógios radioativos nas rochas" para desenvolver uma escala de tempo geológico precisa e detalhada e datar os eventos que ocorreram ao longo da história da Terra de 4,56 bilhões de anos.**

## Reconstrução da história geológica usando o registro estratigráfico

Os geólogos falam cuidadosamente sobre o tempo. Para eles, a *datação* não se refere a uma atividade social popular, mas à mensuração da **idade absoluta** de um evento no registro geológico: o número de anos transcorridos desse evento até os dias atuais. Antes do século XX, ninguém sabia muito sobre idades absolutas; os geólogos somente conseguiam determinar se um evento era anterior ou posterior a outro, ou seja, suas **idades relativas**. Eles podiam dizer, por exemplo, que as espinhas de peixe foram depositadas pela primeira vez em sedimentos marinhos antes do aparecimento dos primeiros ossos de mamíferos na terra, mas não sabiam precisar há quantos milhões de anos surgiram os primeiros peixes ou mamíferos.

As primeiras observações geológicas pertencentes à questão do tempo profundo vieram em meados do século XVII, com o estudo dos fósseis. Um *fóssil* é um artefato de vida preservada no registro geológico (**Figura 8.2**). Porém,

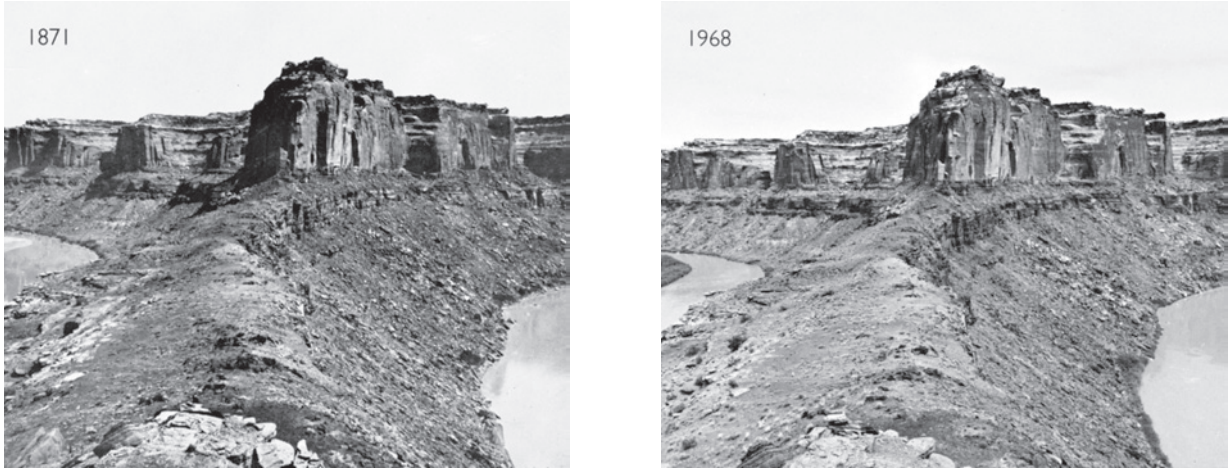



**FIGURA 8.1** ■ As duas fotografias do Meandro de Bowknot, no rio Green, no Estado de Utah (EUA), foram tomadas em um intervalo de quase 100 anos e mostram que pouco mudou na configuração destas rochas e formações no transcurso desse tempo. [*esquerda*: E. O. Beaman/USGS; *direita*: H. G. Stevens/USGS]

poucas pessoas que viveram na Europa do século XVII teriam compreendido essa definição. A maioria acreditava que as conchas e outras formas de vida encontradas em rochas datavam dos primórdios da Terra – aproximadamente 6 mil anos atrás – ou cresciam lá de forma espontânea.

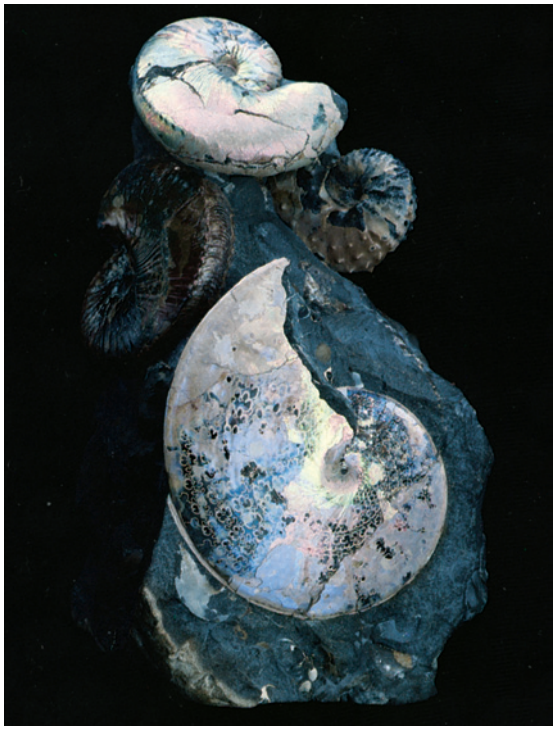
Em 1667, o cientista dinamarquês Nicolaus Steno, que trabalhava para a corte real em Florença, Itália, demonstrou que as "língua de pedra" encontradas em certas rochas sedimentares do Mediterrâneo eram basicamente idênticas aos dentes dos tubarões modernos (**Figura 8.3**). Ele concluiu que as línguas de pedra *realmente eram* antigos dentes de tubarão preservados nas rochas e, mais genericamente, que os fósseis eram os remanescentes de uma vida antiga depositados nos sedimentos. Para convencer as pessoas de suas ideias, Steno escreveu um livro curto, mas brilhante, sobre a geologia da Toscana, no qual assentou a base para a ciência moderna da **estratigrafia** – o estudo de *estratos* (camadas) nas rochas.

## Princípios da estratigrafia

Os geólogos ainda usam os princípios propostos por Steno para interpretar os estratos sedimentares. Duas de suas regras básicas são tão simples que parecem óbvias hoje em dia:

1. O **princípio da horizontalidade original** estabelece que os sedimentos são depositados sob a influência da gravidade como camadas quase horizontais. A observação de uma grande variedade de ambientes de sedimentação suporta essa generalização. Se encontramos estratos dobrados ou inclinados, sabemos que as camadas foram deformadas por esforços tectônicos depois de seus sedimentos terem sido depositados.
2. O **princípio da superposição** estipula que, em uma sequência não perturbada tectonicamente, cada camada de rocha sedimentar é mais nova que aquela sotoposta e mais antiga que a sobreposta. Uma camada mais nova não pode se alojar embaixo de uma camada que já foi depositada. Assim, os estratos podem ser ordenados verticalmente no tempo da camada mais inferior (mais antiga) à mais superior (mais nova), como mostra a **Figura 8.4**. Uma sequência cronologicamente ordenada de estratos é chamada de **sucessão estratigráfica**.

Podemos aplicar os princípios de Steno no campo para determinar se uma formação sedimentar é mais antiga do que outra. Depois, juntando as peças das formações mostradas em diferentes exposições, podemos classificá-las em ordem cronológica e, com isso, cons-



(a)

(b)

**FIGURA 8.2** ■ Fósseis são traços de organismos vivos preservados no registro geológico. (a) Fósseis de amonite, exemplos antigos de um grande grupo de organismos invertebrados que estão agora, em grande parte, extintos. Seu único representante no mundo atual é o náutilo, cuja concha tem várias câmaras internas. (b) Floresta petrificada, Arizona (EUA). Estes troncos têm milhões de anos. Seu lenho foi completamente substituído por sílica, a qual preservou todos os detalhes da forma original. [(a) Chip Clark; (b) Tom Bean]

(a) (b) (c)

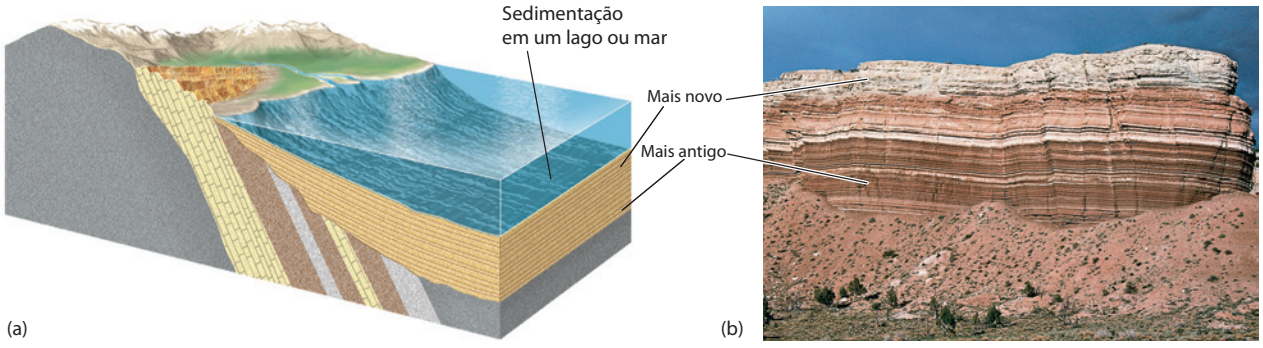
**FIGURA 8.3** ■ Nicolaus Steno foi o primeiro a demonstrar que os fósseis são remanescentes da vida antiga. (a) Um retrato de Nicolaus Steno (1638-1686). [Conservado no presbitério de Santana, Schwerin, Alemanha/ Wikimedia] (b) "Línguas de pedra" do tipo encontrado em rochas sedimentares na região mediterrânica, onde Steno trabalhou. [CORBIS RF/Alamy] (c) Este diagrama é do livro de Steno de 1667, demonstrando que as línguas de pedra são os dentes fossilizados de antigos tubarões. [Wikipedia Commons]

truir a sucessão estratigráfica de uma região – pelo menos em princípio.

Na prática, havia dois problemas com essa estratégia. Em primeiro lugar, os geólogos quase sempre encontravam lacunas na sucessão estratigráfica de uma região, indicando intervalos de tempo que passaram inteiramente sem registro. Alguns desses intervalos eram curtos, como períodos de seca entre inundações; outros duravam milhões de anos – por exemplo, períodos de soerguimento tectônico regional quando sequências espessas de rochas sedimentares eram removidas por erosão. Segundo, era difícil determinar as idades relativas das duas formações que estavam amplamente separadas no espaço; a estratigrafia por si só não conseguia determinar se uma sequência de lamitos, digamos, na Toscana, era mais antiga, mais nova ou tinha a mesma idade de uma sequência semelhante na Inglaterra. Era necessário expandir as ideias de Steno sobre a origem biológica dos fósseis para solucionar esses problemas.

## Os fósseis como marcadores do tempo geológico

Em 1793, William Smith, um agrimensor que trabalhava na construção de canais no sul da Inglaterra, reconheceu que os fósseis poderiam ajudar os geólogos a determinar as idades relativas das rochas sedimentares. Smith era fascinado pela variedade de fósseis, coletando-os nos es-




(a) (b)

**FIGURA 8.4** ■ Os princípios de Steno guiam o estudo dos estratos sedimentares. (a) Os sedimentos são depositados em camadas horizontais e lentamente transformados em rochas sedimentares. Se não houver perturbação por processos tectônicos, as camadas mais novas permanecem no topo, e as mais antigas, na base. (b) O Cânion Marble, um braço do Grand Canyon, foi escavado pelo rio Colorado na região onde hoje se situa o norte do Arizona (EUA), revelando esses estratos não perturbados, que registram milhões de anos de história geológica. [Fletcher and Baylis/Photo Researchers]

tratos expostos ao longo de cortes no canal. Ele observou que diferentes camadas tinham diferentes tipos de fósseis e foi capaz de posicionar cada camada a partir da outra pelas características dos fósseis que continham. Ele estabeleceu uma ordem geral para a sequência de fósseis e estratos, desde a camada mais inferior (mais antiga) até a mais superior (mais nova). Independentemente de sua localização, Smith podia predizer a posição estratigráfica de qualquer camada individual, ou conjunto de camadas, de qualquer afloramento do sul da Inglaterra apenas com base na associação de fósseis que continham. Essa ordem estratigráfica de fósseis de espécies animais (fauna) produz uma sequência conhecida como *sucessão faunística*.

O **princípio de sucessão faunística** de Smith afirma que os estratos sedimentares em um afloramento contêm fósseis em uma sequência definida. A mesma sequência pode ser encontrada em afloramentos em outras localizações, de forma que os estratos de um local podem ser correlacionados com os de outro.

Usando sucessões faunísticas, Smith conseguiu identificar as formações de idades similares encontradas em diferentes afloramentos. Pela observação da ordem vertical em que as formações eram encontradas em cada lugar, compilou uma sucessão estratigráfica composta para toda a região. Sua série composta mostrava como a sucessão completa seria observável se as formações dos diferentes níveis de todos os afloramentos pudessem ser vistas reunidas em um único perfil. A **Figura 8.5** mostra tal composição para uma série de duas formações.

Smith monitorava seu trabalho mapeando afloramentos com cores atribuídas a formações específicas, inventando o mapa geológico (ver Figura 7.4). Em 1815, ele resumiu a pesquisa de toda sua vida na publicação do *Mapa Geral dos Estratos da Inglaterra e País de Gales*, uma obra-prima colorida à mão, com 2,5 metros de altura e quase 2 metros de largura – o primeiro mapa geológico de um país inteiro. O original ainda está pendurado em uma sala da Sociedade Geológica de Londres.

Os geólogos que seguiram os passos de Steno e Smith descreveram e catalogaram centenas de fósseis e suas relações com os organismos modernos, estabelecendo a nova ciência da *Paleontologia*: o estudo da história de antigas formas de vida. Os fósseis mais comuns foram as conchas de invertebrados. Alguns eram semelhantes a mariscos, ostras e outras conchas vivas; outros representavam espécies estranhas sem exemplos vivos, como os trilobitas mostrados na foto de abertura do capítulo. Menos comuns eram os ossos de vertebrados, como mamíferos, aves e os enormes répteis extintos aos quais chamavam de dinossauros. Foram encontradas plantas fósseis abundantes em algumas rochas, particularmente em camadas de carvão, onde folhas, brotos, ramos e mesmo troncos inteiros de árvores podem ser reconhecidos. Os fósseis não foram encontrados em rochas ígneas intrusivas, o que não surpreende, porque qualquer material biológico seria perdido na fusão quente. Também não havia fósseis em rochas metamórficas de alto grau, pois quaisquer remanescentes de organismos encontram-se quase sempre tão transformados e deformados que dificilmente podem ser reconhecidos.

No início do século XIX, a Paleontologia havia se tornado a mais importante fonte de informação sobre a história geológica. Contudo, o estudo sistemático dos fósseis afetou a ciência muito além da Geologia. Charles Darwin estudou Paleontologia quando era um jovem cientista e

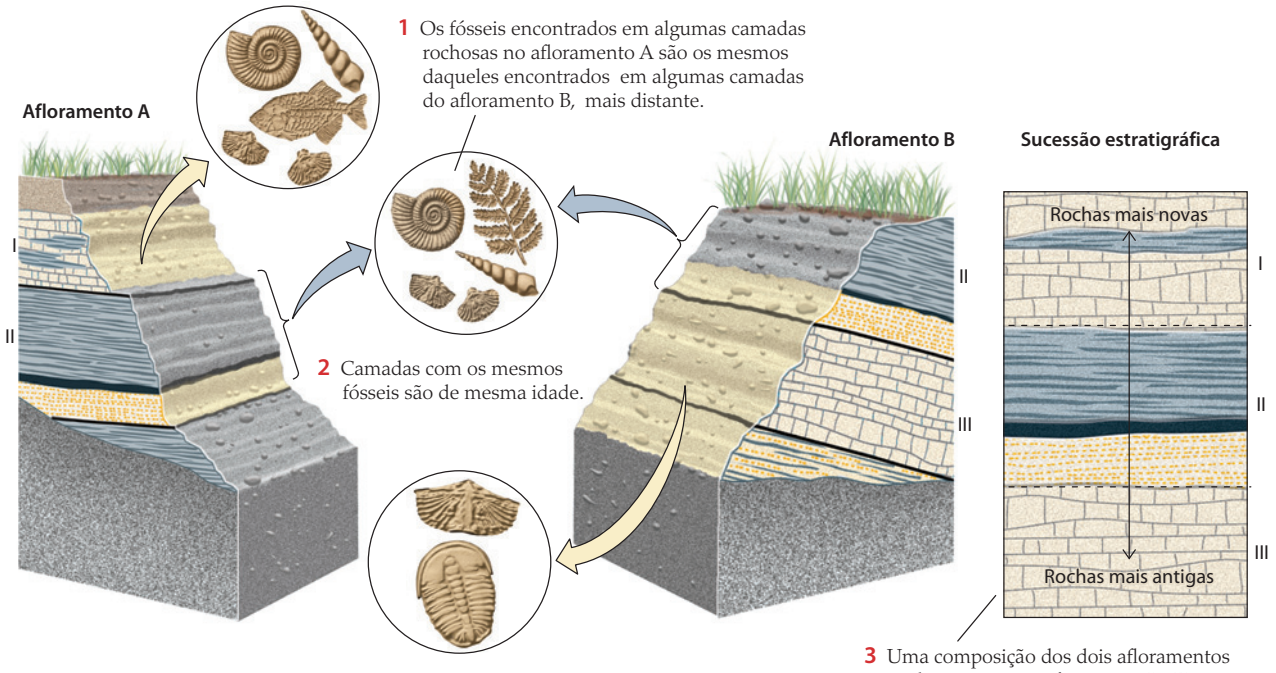



**FIGURA 8.5** ■ O princípio de sucessão faunística pode ser usado para correlacionar formações rochosas em diferentes afloramentos.

coletou muitos fósseis incomuns em sua famosa viagem a bordo do *Beagle* (1831-1836). Durante sua volta ao mundo, ele também teve oportunidade de observar uma imensa variedade de espécies animais e vegetais nada familiares em seus hábitats naturais. Darwin ponderou sobre o que havia visto até 1859, quando propôs sua teoria da evolução por seleção natural. Sua teoria revolucionou a ciência da biologia e forneceu um seguro arcabouço teórico para a Paleontologia: se os organismos evoluem progressivamente com o tempo, então os fósseis em cada camada sedimentar devem representar os organismos que viviam quando essa camada foi depositada.

## Discordâncias: lacunas no registro geológico

Ao compilar a sucessão estratigráfica de uma região, os geólogos frequentemente encontram lugares no registro geológico onde está faltando uma formação. Nenhuma rocha foi depositada ou ela sofreu erosão antes que os próximos estratos fossem depositados. A superfície entre duas camadas que foram depositadas com um intervalo de tempo entre elas – o limite ao longo do qual as duas formações existentes encontram-se – é chamada de **discordância** (**Figura 8.6**). A *sequência sedimentar* é uma série de camadas delimitadas acima e abaixo por discordâncias. Uma discordância, assim como uma sequência sedimentar, representa a passagem do tempo.

Uma discordância pode implicar que forças tectônicas soergueram a rocha acima do nível do mar, onde a erosão removeu algumas camadas rochosas. Alternativamente, a discordância pode ter sido produzida pela erosão de uma rocha recém-exposta, enquanto o nível do mar descia. Como veremos no Capítulo 21, o nível do mar pode baixar em centenas de metros durante as idades do gelo, devido à retirada de água dos oceanos para formar os mantos de gelo continental.

As discordâncias são classificadas de acordo com as relações entre o pacote superior e o inferior de camadas. Uma discordância em que o conjunto superior de camadas assenta-se em uma superfície erosiva desenvolvida sobre um pacote de camadas não deformado e ainda disposto na posição horizontal é chamada de *desconformidade* (ver Figura 8.6). Quedas no nível do mar e amplos soerguimentos tectônicos geralmente criam desconformidades. Uma discordância em que o pacote superior de camadas recobre rochas metamórficas ou ígneas intrusivas é uma *não conformidade*[1] (veja um exemplo no Jornal da Terra 8.1, páginas 208-209). Uma discordância em que o pacote superior de camadas sobrepõe-se a um inferior cujas camadas foram dobradas por processos tectônicos e, depois, sofreram erosão em uma superfície mais ou menos plana é denominada *discordância angular*. Em uma discordância angular, os planos de acamamento dos dois pacotes de camadas não são paralelos. A **Figura 8.7** representa uma impressionante discordância angular encontrada no Grand Canyon. A **Figura 8.8** ilustra os processos pelos quais uma discordância angular pode se formar.

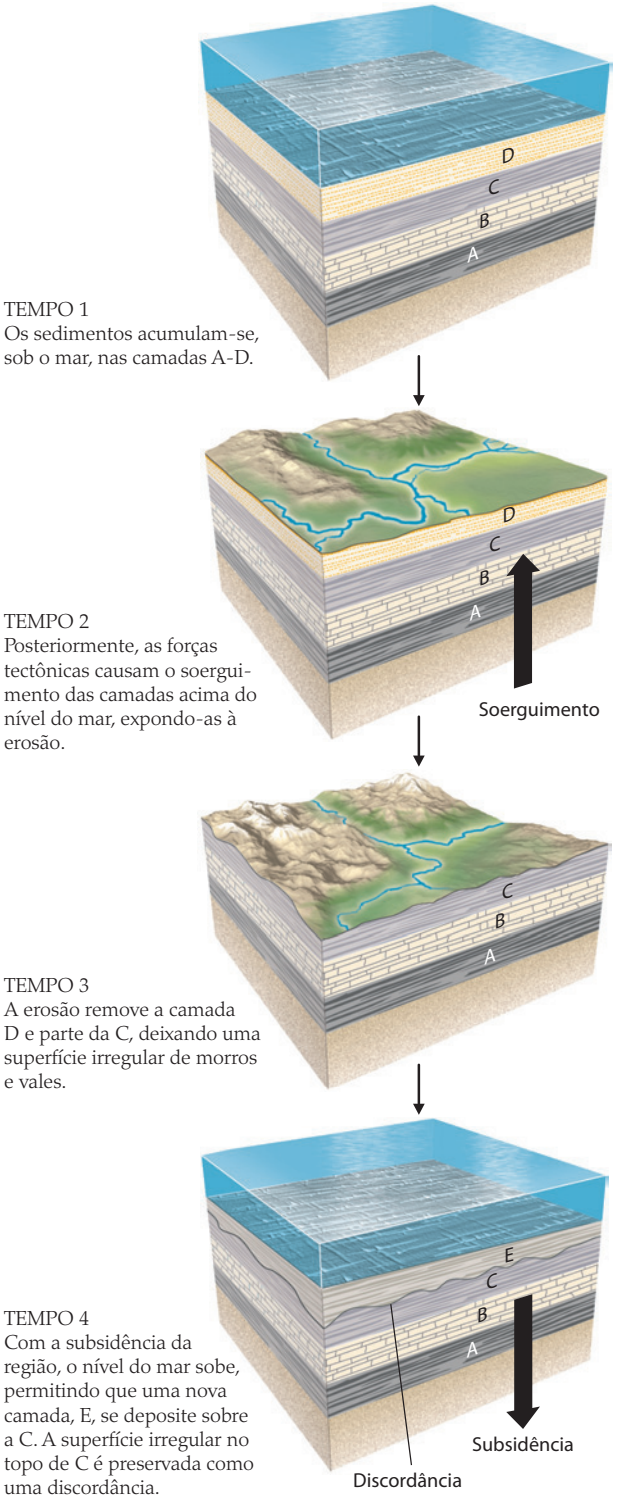



**FIGURA 8.6** ■ Uma discordância é uma superfície entre duas camadas rochosas que representa uma camada nunca formada ou que sofreu erosão. O tipo de discordância representado aqui, criado por meio de soerguimento e erosão, seguidos de subsidência e outro ciclo de sedimentação sobre o topo de uma superfície não deformada, é chamado de desconformidade.

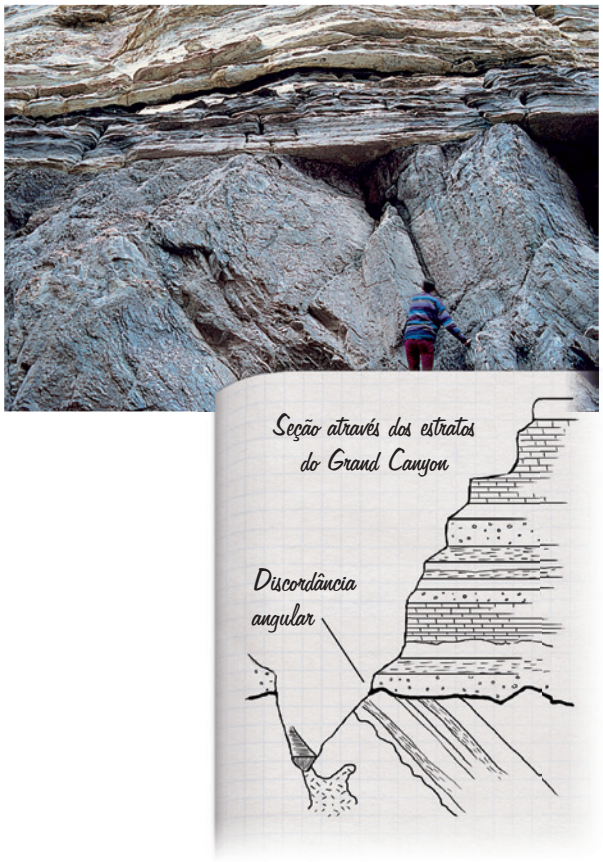



**FIGURA 8.7** ■ A grande discordância no Grand Canyon, Colorado (EUA), é uma discordância angular entre o arenito horizontal Tapeats do Período Cambriano (acima) e as camadas com alto ângulo de mergulho do Grand Canyon, do Período Pré-Cambriano (abaixo). [GeoScience Features Picture Library]

## Relações de seccionamento

Outras feições de rochas sedimentares acamadas também fornecem chaves para a datação relativa. Lembre que os diques podem seccionar e romper as camadas sedimentares; as soleiras podem ser intrudidas paralelamente aos planos de acamamento (ver Capítulo 4); e as falhas podem deslocar planos de acamamento, diques e soleiras quando separam blocos de rochas (ver Capítulo 7). Essas *relações de seccionamento* podem ser usadas para estabelecer as idades relativas de intrusões ígneas ou falhas na sucessão estratigráfica. Sabemos que eventos deformacionais ou intrusivos ocorreram depois que as camadas sedimentares afetadas foram depositadas e que, portanto, essas estruturas devem ter sido mais novas que as rochas que elas cortaram (**Figura 8.9**). Se os deslocamentos por intrusões ou falhas forem erodidos pela superfície de uma discordância e, depois, sobrepostos por uma série mais nova de formações, saberemos que essas estruturas são mais antigas que os estratos mais novos.

Os geólogos podem combinar observações de campo, relações de seccionamento, discordâncias e sucessões estratigráficas para decifrar a história de regiões cuja geolo-

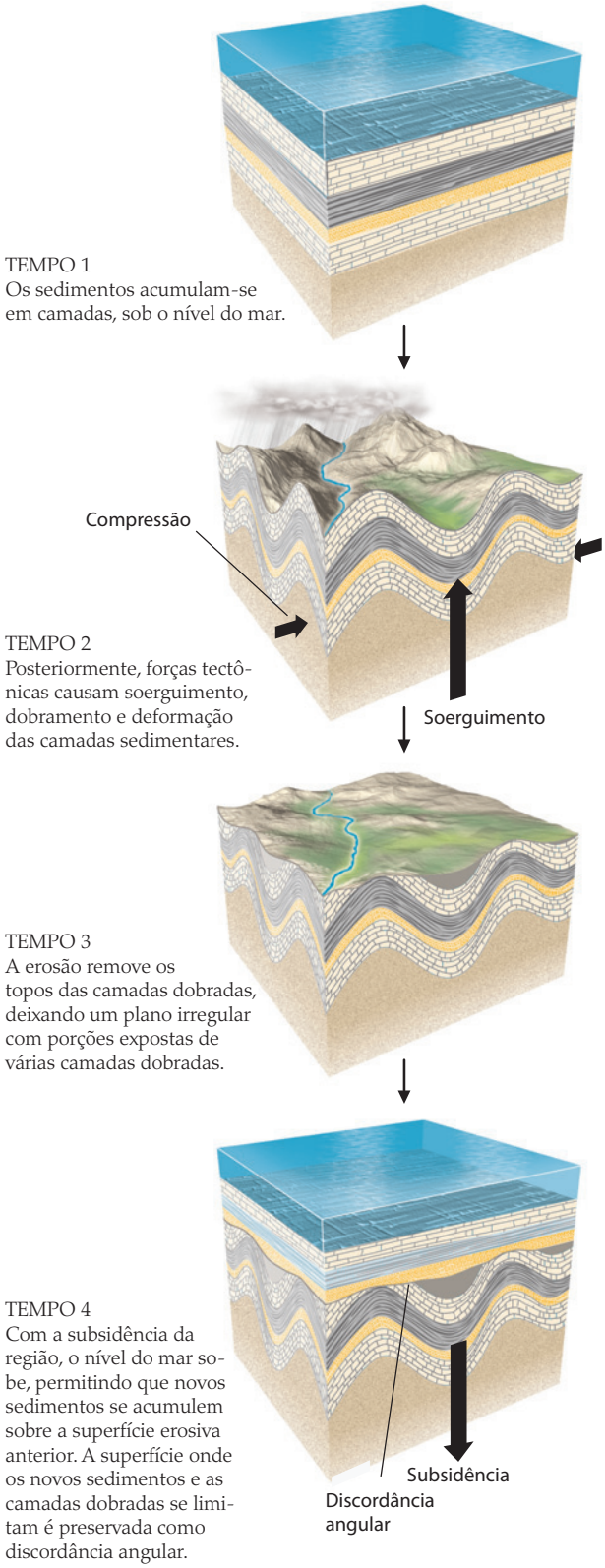
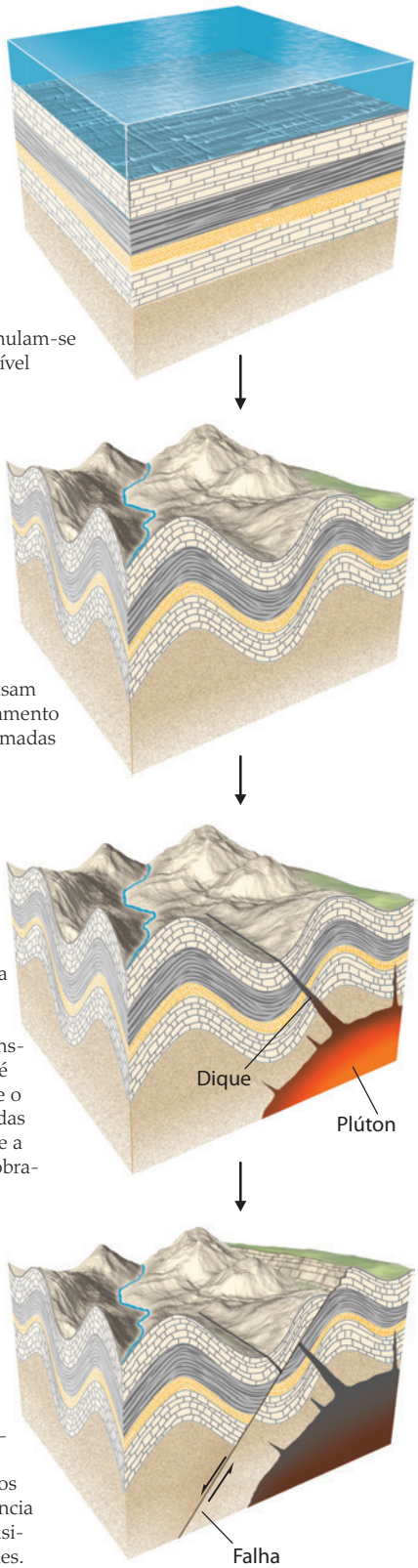



**FIGURA 8.8** ■ Uma discordância angular é uma superfície que separa dois pacotes de camadas cujos planos de acamamento não são paralelos entre si. Esta série de desenhos mostra como tal superfície pode ser formada.




TEMPO 1
Os sedimentos acumulam-se em camadas sob o nível do mar.

TEMPO 2
Posteriormente, as forças tectônicas causam soerguimento, dobramento e deformação das camadas sedimentares.

TEMPO 3
Um dique de magma líquido intrude-se nas camadas dobradas, cortando-as transversalmente. Como é possível verificar que o dique corta as camadas dobradas, é claro que a sedimentação e o dobramento antecederam a intrusão.

TEMPO 4
O falhamento desloca as camadas e o dique. Como as camadas sedimentares e o dique estão ambos deslocados, a ocorrência do falhamento é considerada posterior a eles.

**FIGURA 8.9** ■ As relações de seccionamento permitem que os geólogos estabeleçam as idades relativas de intrusões ígneas ou falhas em uma sucessão estratigráfica.

gia é complexa (**Figura 8.10**). O Jornal da Terra 8.1 (páginas 208-209) fornece um exemplo mais detalhado de como os geólogos trabalham no sentido contrário do tempo para determinar as idades relativas das rochas em uma região.

## A escala do tempo geológico: idades relativas

No início do século XIX, os geólogos começaram a aplicar os princípios estratigráficos de Steno e Smith em afloramentos por todo o mundo. Os mesmos fósseis característicos foram descobertos em formações semelhantes em vários continentes. Além disso, as sucessões faunísticas de diferentes continentes frequentemente exibiam as mesmas mudanças nas sequências de fósseis. Comparando as sucessões faunísticas e usando relações de seccionamento, os geólogos conseguiram determinar as idades relativas de formações rochosas em nível global. Por volta do fim do século, haviam montado uma história mundial de eventos geológicos – uma **escala do tempo geológico**.

### Intervalos de tempo geológico

A escala do tempo geológico divide a história da Terra em intervalos marcados por conjuntos distintos de fósseis, impondo limites nesses intervalos quando esses conjuntos sofreram uma mudança abrupta (**Figura 8.11**). As divisões básicas dessa escala de tempo são as **eras**: a Paleozoica (do grego *paleo*, que significa "antigo", e *zoi*, "vida"), a Mesozoico ("vida intermediária") e a Cenozoica ("vida recente").

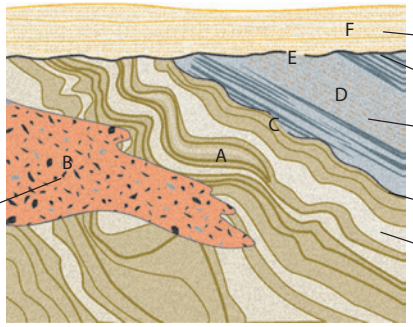
As eras são subdivididas em **períodos**, a maioria deles denominados de acordo com o nome da localidade geográfica onde as formações estão mais bem expostas ou onde foram descritas pela primeira vez ou, ainda, por alguma característica distintiva das formações. O Período Jurássico, por exemplo, é denominado devido às Montanhas Jura, na França e na Suíça, e o Período Carbonífero, por causa das rochas sedimentares portadoras de carvão da Europa e da América do Norte. Os períodos Terciário e Quaternário da Era Cenozoica são duas exceções: esses nomes gregos significam "origem antiga" e "origem nova", respectivamente.

Alguns períodos têm outra subdivisão em **épocas**, como a Miocena, a Pliocena e a Pleistocena do Período Quaternário (ver Figura 8.11). Hoje estamos vivendo na Época Holocena ("completamente nova") do Período Quaternário da Era Cenozoica.

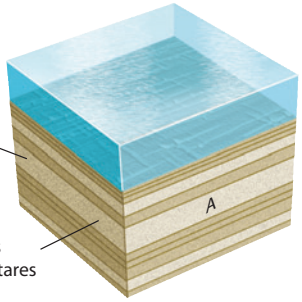
### Limites de intervalos marcam extinções em massa

Muitos dos principais limites na escala de tempo geológico representam **extinções em massa**: intervalos curtos durante os quais uma grande proporção das espécies vivendo ao mesmo tempo simplesmente desapareceram do registro fóssil, seguidos do surgimento de muitas novas espécies. Essas mudanças abruptas nas sucessões faunísticas eram um grande mistério para os geólogos que as

**Os geólogos usam seções transversais com base em mapas de campo para entender as características dos estratos e das relações entre eles.**

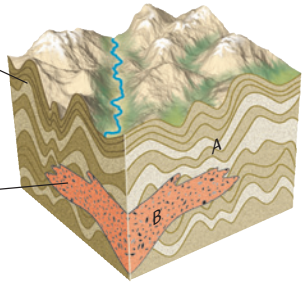



**1** Camadas sedimentares são depositadas em um leito plano e horizontal.

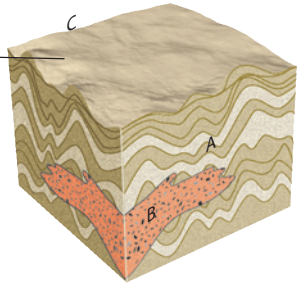



**2** A deformação e o metamorfismo das camadas sedimentares ocorrem durante o soerguimento e a compressão tectônicos.

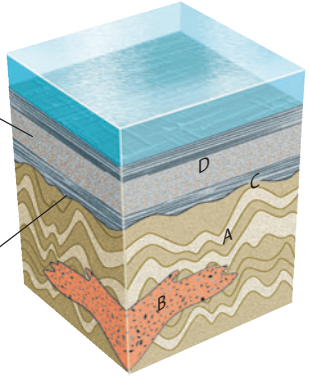
**3** A intrusão de magma líquido corta as camadas sedimentares previamente deformadas.



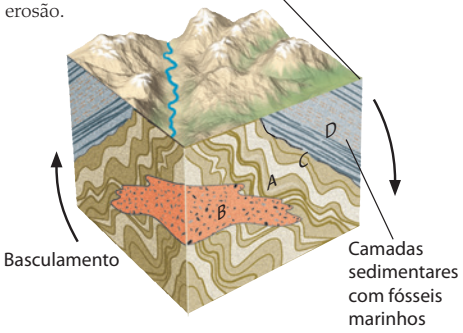

**4** Uma superfície de erosão desenvolve-se nas camadas deformadas.



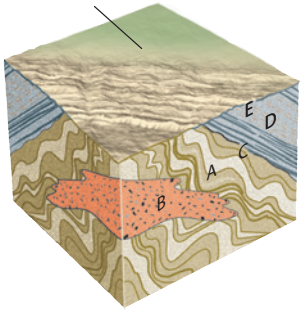

**5** Novas camadas de sedimentos marinhos formam-se na superfície de erosão durante a subsidência sob o nível do mar, resultando em uma discordância.




**6** Durante um período de compressão tectônica, as novas camadas marinhas são basculadas e soerguidas, iniciando o processo de erosão.




**7** A erosão aplaina as camadas basculadas.




**8** Finalmente, a deposição de sedimentos arenosos sobre a discordância angular ocorre em um ambiente continental – evidenciado pelos fósseis continentais.

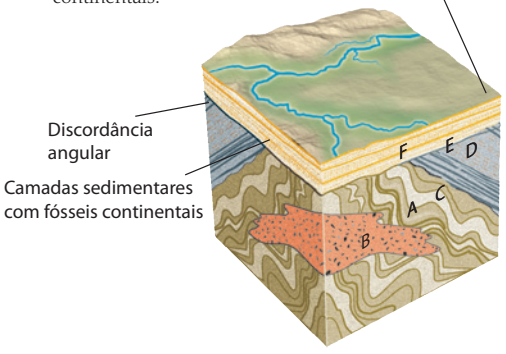



**FIGURA 8.10** ■ Os geólogos usam princípios estratigráficos e relações de seccionamento para estabelecer uma cronologia relativa de eventos geológicos.

# Jornal da Terra

## 8.1 Estratigrafia do Planalto do Colorado: um exercício de datação relativa

Os estratos expostos no Grand Canyon e em outras partes do Planalto do Colorado podem ser usados para ilustrar como funciona a datação relativa. Essas camadas registram uma longa história de sedimentação em uma variedade de ambientes, algumas vezes continentais e, outras, marinhos. Pela correlação de formações rochosas expostas em diferentes localidades, os geólogos construíram uma sucessão estratigráfica de um intervalo de mais de 1 bilhão de anos, que abrange as eras Paleozoica e Mesozoica.

As rochas expostas mais basais e, portanto, as mais antigas do Grand Canyon são as rochas ígneas e metamórficas escuras do Grupo Vishnu, um grupo de formações com idade de cerca de 1,8 bilhão de anos.

Sobrepostas ao Grupo Vishnu, e mais novas, portanto, estão as Camadas Grand Canyon. Embora essas rochas sedimentares contenham fósseis de microrganismos unicelulares que oferecem evidências de vida anterior, elas não contêm os fósseis de conchas distintivos do Cambriano e de períodos posteriores e, por essa razão, são classificadas como rochas pré-cambrianas.

Uma não conformidade separa as camadas do Grupo Vishnu e as do Grand Canyon, representando um período de deformação estrutural que acompanhou o metamorfismo desse grupo e, depois, de erosão, antes da deposição das camadas mais novas. A inclinação das Camadas Grand Canyon, formando um ângulo em relação à posição horizontal de quando foram geradas, mostra que elas também foram dobradas depois da deposição e do soterramento.

Uma discordância angular separa as Camadas Grand Canyon das camadas horizontais sobrepostas do Arenito Tapeats (ver Figura 8.7). Essa discordância indica um longo período de erosão depois do basculamento das rochas inferiores. O Arenito Tapeats e o Folhelho Bright Angel podem ser datados como do Cambriano pelos seus fósseis, muitos dos quais são de trilobitas.

Sobreposto ao Folhelho Bright Angel está um grupo de formações horizontais de calcário e folhelho (Calcário Muav, Calcário Temple Butte e Calcário Redwall) que representam cerca de 200 milhões de anos, desde o final do Período Cambriano até o Período Carbonífero. Existe um lapso de tempo muito longo representado pelas discordâncias dessa sequência, sendo que os estratos das rochas materializam realmente menos de 40% do Paleozoico (ver Exercício 4).

O próximo pacote de estratos, em direção ao topo da parede do cânion, é o Grupo Supai (Carbonífero e Permiano), que reúne formações que contêm fósseis de vegetação terrestre, como aqueles encontrados em camadas de carvão na América do Norte e em outros continentes. Sobrepondo-se ao Grupo Supai, está o Hermit, um folhelho arenítico vermelho.

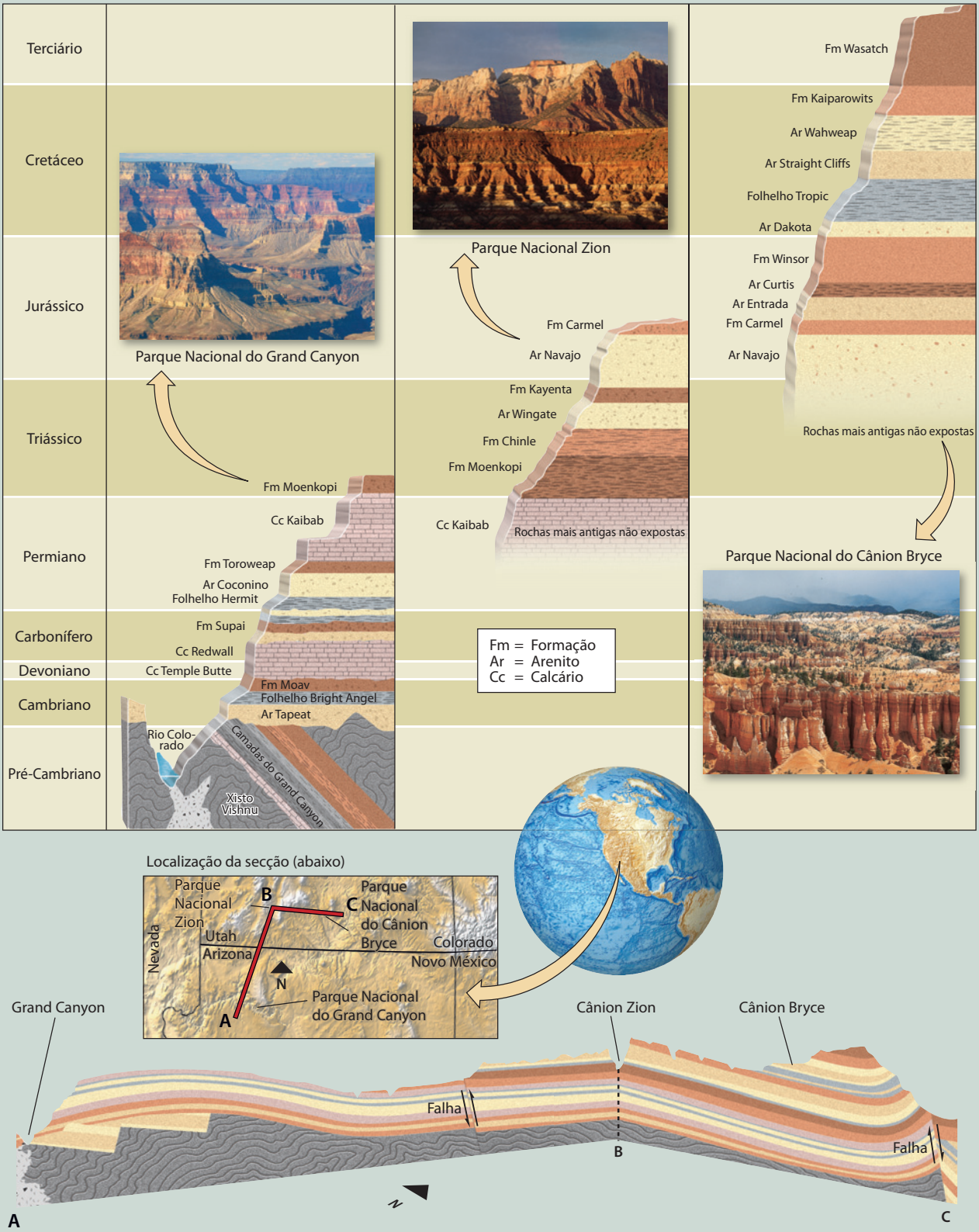
Continuando em direção ao topo, encontramos outro depósito continental, o Arenito Coconino, o qual contém rastros de animais vertebrados. Os rastros desses animais sugerem que o Coconino foi formado em um ambiente terrestre durante o Período Permiano. No topo dos penhascos na borda do cânion, estão mais duas formações de idade permiana: a Toroweap, constituída predominantemente de calcário, sobreposta pela Kaibab, uma camada maciça de calcário arenoso contendo sílex. Essas duas formações registram a subsidência da região sob o nível do mar e a deposição de sedimentos marinhos.

Acima do calcário Kaibab e da própria borda do cânion, mas exposta no Parque Nacional Grand Canyon, está a formação Moenkopi, um arenito vermelho do Período Triássico – a primeira aparição de rochas da Era Mesozoica nessa sucessão estratigráfica.

A sucessão de estratos no Grand Canyon, embora pitoresca e instrutiva, representa uma imagem incompleta da história da Terra. Períodos mais novos do tempo geológico não estão preservados, e devemos nos deslocar para lugares em Utah, nos parques nacionais dos cânions Zion e Bryce, para completar os últimos eventos dessa história. Em Zion, encontramos as unidades equivalentes de Kaibab e Moenkopi, que nos permitem estabelecer uma correlação com a região do Grand Canyon e encadear a história dessas regiões. Diferentemente da área do Grand Canyon, entretanto, as rochas em Zion estendem-se, em direção ao topo, até o tempo jurássico, incluindo dunas arenosas antigas representadas pelos arenitos da Formação Navajo. No Cânion Bryce, a leste de Zion, encontra-se novamente o arenito Navajo, assim como os estratos que se empilham em direção ao topo até a formação Wasatch, de idade terciária.

A correlação dos estratos dessas três áreas do Planalto do Colorado mostra como as sequências de lugares bastante separados – cada qual com um registro incompleto do tempo geológico – podem ser empilhadas para construir um registro composto da história da Terra.

Sucessão estratigráfica do Planalto do Colorado, reconstruída a partir de estratos expostos no Grand Canyon, no Cânion Zion e no Cânion Bryce. [*Grand Canyon*: John Wang/Photo Disc/Getty Images; *Cânion Zion*: David Muench/CORBIS; *Cânion Bryce*: Tim Davis/Photo Researchers]


Terciário
Cretáceo
Jurássico
Triássico
Permiano
Carbonífero
Devoniano
Cambriano
Pré-Cambriano
Parque Nacional do Grand Canyon
Parque Nacional Zion
Parque Nacional do Cânion Bryce
Fm Wasatch
Fm Kaiparowits
Ar Wahweap
Ar Straight Cliffs
Folhelho Tropic
Ar Dakota
Fm Winsor
Ar Curtis
Ar Entrada
Fm Carmel
Ar Navajo
Rochas mais antigas não expostas
Fm Carmel
Ar Navajo
Fm Kayenta
Ar Wingate
Fm Chinle
Fm Moenkopi
Cc Kaibab
Rochas mais antigas não expostas
Fm Moenkopi
Cc Kaibab
Fm Toroweap
Ar Coconino
Folhelho Hermit
Fm Supai
Cc Redwall
Cc Temple Butte
Fm Moav
Folhelho Bright Angel
Ar Tapeat
Rio Colorado
Camadas do Grand Canyon
Xisto Vishnu
Fm = Formação
Ar = Arenito
Cc = Calcário
Localização da secção (abaixo)
Parque Nacional Zion
Parque Nacional do Cânion Bryce
Parque Nacional do Grand Canyon
Nevada
Utah
Arizona
Colorado
Novo México
A
B
C
N
Grand Canyon
Cânion Zion
Cânion Bryce
Falha
Falha
A
B
C

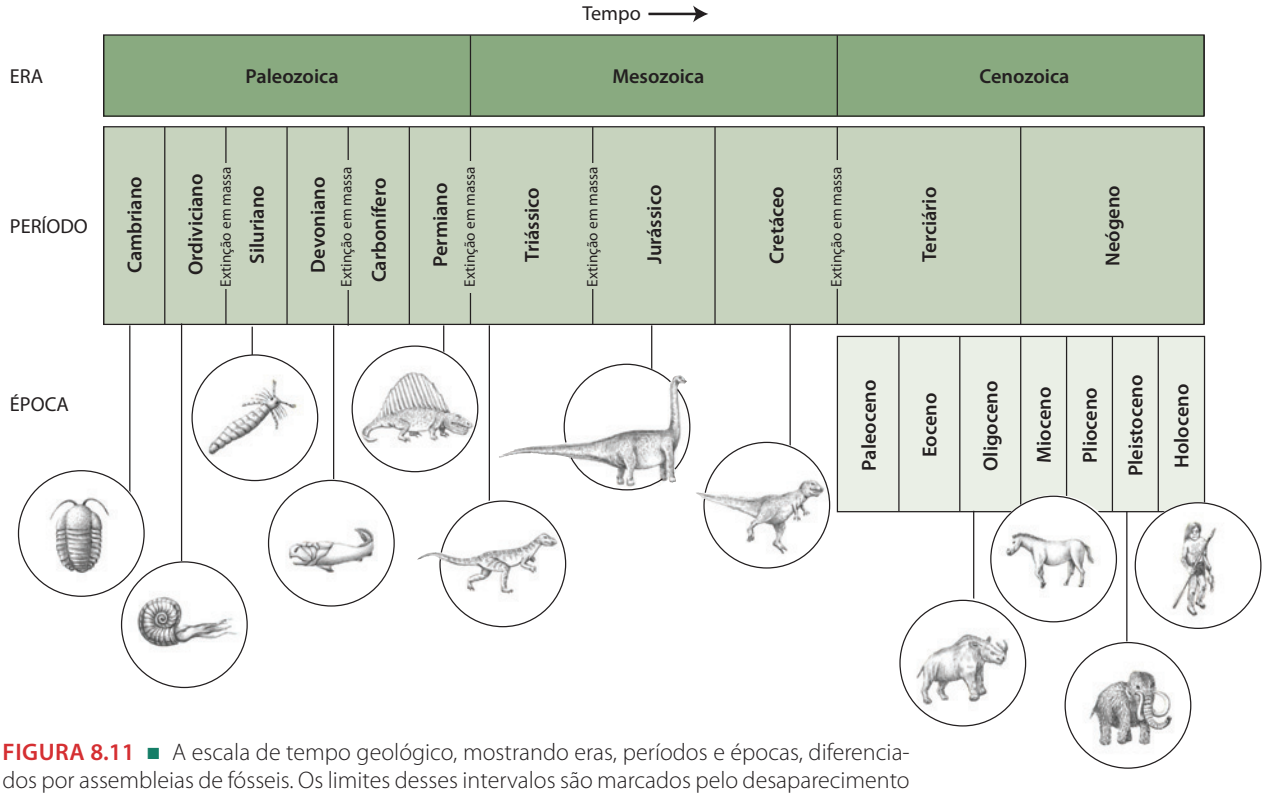



**FIGURA 8.11** ■ A escala de tempo geológico, mostrando eras, períodos e épocas, diferenciados por assembleias de fósseis. Os limites desses intervalos são marcados pelo desaparecimento abrupto de algumas formas de vida e o surgimento de novas formas. As cinco extinções em massa mais dramáticas estão indicadas. Note que este diagrama mostra apenas as idades relativas dos intervalos.

descobriram. A teoria da evolução de Darwin explicava como as novas espécies conseguiam evoluir, mas o que havia causado as extinções em massa?

Em alguns casos, pensamos ter a resposta. A extinção em massa no final do Período Cretáceo, que dizimou 75% das espécies vivas, inclusive todos os dinossauros, foi quase com certeza o resultado do impacto de um grande meteorito que escureceu e envenenou a atmosfera e imergiu a Terra em muitos anos de clima extremamente frio. Esse desastre marcou o fim da Era Mesozoica e o início da Cenozoica. Em outros casos, ainda não temos certeza. A maior extinção em massa, no fim do Período Permiano, que define o limite entre as eras Paleozoica e Mesozoica, eliminou aproximadamente 95% de todas as espécies vivas, mas a causa desse evento ainda é debatida. Os eventos extremos que separam intervalos de tempo geológico são objeto de muitas pesquisas ativas, como veremos no Capítulo 11.

## Medição do tempo absoluto com relógios isotópicos

A escala do tempo geológico, baseada em estratigrafia e em sucessões faunísticas, é relativa. Com ela, os geólogos podem dizer se uma formação ou assembleia de fósseis é mais antiga que outra, mas não a duração real, em anos, de eras, períodos e épocas. Estimativas do tempo necessário para haver erosão de montanhas e acúmulo de sedimentos sugeriram que a maior parte dos períodos geológicos havia durado milhões de anos, mas os geólogos do século XIX não sabiam se a duração de qualquer período específico era de 10 ou 100 milhões de anos ou mesmo mais do que isso.

Eles não sabiam que a escala de tempo geológico estava incompleta. O período mais recente da história geológica registrado por sucessões faunísticas era o Cambriano, quando a vida animal, na forma de fósseis de conchas, apareceu subitamente no registro geológico. No entanto, muitas formações rochosas eram nitidamente mais antigas, porque ocorriam abaixo de rochas cambrianas em sucessões estratigráficas. Mas essas formações não continham nenhum fóssil reconhecível, então não havia como determinar suas idades relativas. Todas essas rochas foram agregadas na categoria geral chamada de *Pré-Cambriano*. Que fração da história da Terra estava trancada nessas rochas enigmáticas? Que idade tinha a rocha mais antiga do Pré-Cambriano? Que idade tinha a própria Terra?

Essas questões suscitaram um debate acalorado na segunda metade do século XIX. Físicos e astrônomos usaram argumentos teóricos (hoje se sabe que estavam incorretos) para deduzir uma idade máxima menor do que 100 milhões de anos, mas a maioria dos geólogos considerava essa idade recente demais, embora não houvesse dados precisos para respaldá-los.

## Descoberta da radioatividade

Em 1896, um avanço na física moderna pavimentou uma maneira confiável e precisa de medição das idades absolutas. Henri Becquerel, um físico francês, descobriu a radioatividade do urânio. Menos de um ano depois, a química francesa Marie Sklodowska-Curie descobriu e isolou outro elemento altamente radioativo, o rádio.

Em 1905, o físico Ernest Rutherford sugeriu que a radioatividade poderia ser usada para medir a idade exata de uma rocha. Ele calculou a idade de uma rocha a partir de medições de seu teor de urânio. Esse foi o início da **datação isotópica**, que consiste em usar elementos radioativos naturais para determinar as idades das rochas. Poucos anos depois, as idades de muitas outras rochas foram determinadas, enquanto os métodos de datação iam sendo refinados e mais elementos radioativos eram descobertos. Uma década depois da primeira tentativa de Rutherford, os geólogos conseguiram demonstrar que algumas rochas pré-cambrianas tinham bilhões de anos.

Em 1956, o geólogo Clair Patterson mediu o decaimento do urânio em meteoritos e em rochas terrestres para determinar que o sistema solar – e, por implicação, a Terra – havia se formado 4,56 bilhões de anos atrás. Essa idade foi modificada em menos de 10 milhões de anos desde a medida original de Patterson; portanto, podemos dizer que ele deu o último passo para a descoberta do tempo geológico.

## Isótopos radioativos: os relógios das rochas

Como os geólogos utilizam a radioatividade para determinar a idade de uma rocha? Lembre que o núcleo de um átomo consiste de prótons e nêutrons. Para um determinado elemento, o número de prótons é constante, mas o número de nêutrons pode variar entre diferentes *isótopos* do mesmo elemento (ver Capítulo 3). A maioria dos isótopos é estável, mas o núcleo de um isótopo *radioativo* pode desintegrar-se (ou *decair*) espontaneamente, ejetando partículas e formando um átomo de um elemento diferente. Chamamos o átomo original de *pai*, e o produto do seu decaimento é conhecido como *filho*.

Um elemento útil para a datação isotópica é o rubídio, que tem 37 prótons e dois isótopos de ocorrência natural: o rubídio-85, que tem 48 nêutrons e é estável, e o rubídio-87, que tem 50 nêutrons e é radioativo. Um nêutron no núcleo de um átomo de rubídio-87 pode ejetar um elétron de forma espontânea, assim transformando-se em próton, que permanece no núcleo. O isótopo-pai rubídio-87, então, forma um isótopo-filho estável, o estrôncio-87, com 38 prótons e 49 nêutrons (**Figura 8.12**).

Um isótopo-pai forma um isótopo-filho por decaimento a uma taxa constante. As taxas de decaimento radioativo são estabelecidas em termos da **meia-vida** de um elemento – o tempo requerido para que a metade do número inicial de átomos transforme-se em átomos-filho. No final do período da primeira meia-vida, a metade do número de átomos-pais ainda permanece. No final do período da segunda meia-vida, a metade daquela metade, ou um quarto do número original, ainda resta. No final da terceira meia-vida, um oitavo ainda resta e assim sucessivamente (**Figura 8.13**). As meias-vidas de elementos radioativos comumente usados para datação isotópica estão listadas no Quadro 8.1.

Isótopos radioativos são bons relógios porque suas meias-vidas não variam com mudanças de temperatura, pressão, ambiente químico ou outros fatores que podem acompanhar os processos geológicos na Terra e em outros planetas. Assim, quando os átomos de um isótopo radioativo são criados em qualquer lugar do universo, eles começam a atuar como as batidas de um relógio, alterando-se de forma estável de um tipo de átomo para outro a uma taxa constante.

Podemos medir a razão entre isótopos-pais e isótopos-filhos com um espectrômetro de massa, um instrumento muito preciso e sensível, que pode detectar até quantidades ínfimas de isótopos e determinar quanto do átomo-filho foi produzido a partir do átomo-pai. Sabendo a meia-vida, podemos, então, calcular o tempo transcorrido desde que o relógio isotópico começou a bater.

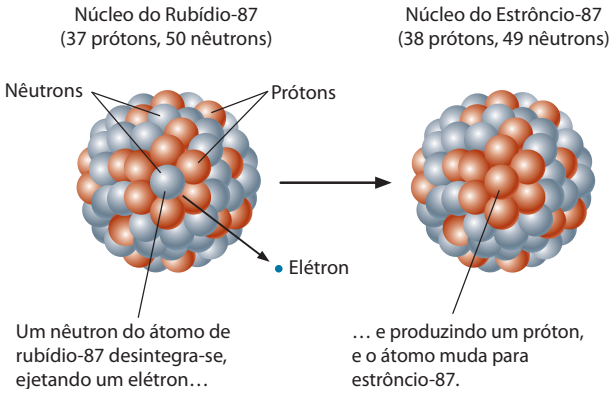



**FIGURA 8.12** ■ O decaimento radioativo do rubídio para estrôncio.

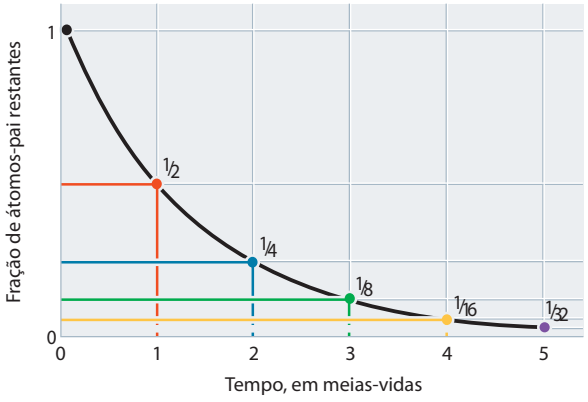



**FIGURA 8.13** ■ O número de átomos de um isótopo radioativo em qualquer mineral declina numa taxa precisa ao longo do tempo. Essa taxa de decaimento é estabelecida pela meia-vida do isótopo.

**QUADRO 8.1** Principais elementos radioativos utilizados na datação isotópica

| Isótopo | | Meia-vida do isótopo-pai (anos) | Intervalo de datação efetiva (anos) | Minerais e materiais que podem ser datados |
|---|---|---|---|---|
| Pai | Filho | | | |
| Rubídio-87 | Estrôncio-87 | 49 bilhões | 10 milhões-4,6 bilhões | Muscovita, biotita, ortoclásio |
| Urânio-238 | Chumbo-206 | 4,5 bilhões | 10 milhões-4,6 bilhões | Zircão, apatita |
| Potássio-40 | Argônio-40 | 1,3 bilhão | 50 mil-4,6 bilhões | Muscovita, biotita, hornblenda |
| Urânio-235 | Chumbo-207 | 0,7 bilhão | 10 milhões-4,6 bilhões | Zircão, apatita |
| Carbono-14 | Nitrogênio-14 | 5.730 | 100-70 mil | Madeira, carvão vegetal, turfa; ossos e tecidos; conchas e outros carbonatos de cálcio |

A idade isotópica de uma rocha corresponde ao tempo em que o relógio isotópico foi "zerado" quando os isótopos foram fixados nos minerais da rocha. Essa "incorporação" geralmente ocorre quando um mineral se cristaliza a partir de um magma ou recristaliza durante o metamorfismo. Porém, durante a cristalização, o número de átomos-filho em um mineral não é necessariamente zerado, de forma que o número inicial de átomos-filho deve ser considerado no cálculo da idade isotópica (ver Prática de Geologia).

Muitas outras complicações tornam a datação isotópica uma atividade complicada. Um mineral pode perder isótopos-filho por intemperismo ou ser contaminado por fluidos que circulam na rocha. O metamorfismo de rochas ígneas pode zerar a idade isotópica de minerais nessas rochas para uma data muito posterior à sua idade de cristalização.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Como os isótopos nos informam sobre as idades dos materiais terrestres?

Métodos de datação isotópica permitem-nos datar muitos tipos de materiais terrestres para muitos propósitos práticos: formações rochosas na busca de minerais e petróleo; amostras de água para entender a circulação oceânica; núcleos de gelo para criar gráficos de variações climáticas; e até bolhas de ar presas em rochas e no gelo para medir mudanças na composição da atmosfera. Portanto, vale a pena entender em maior detalhe como os geólogos realmente determinam as idades de materiais usando isótopos.

Considere um grão de mineral que se formou no tempo $T = 0$ e contém uma determinada quantidade de isótopo-pai, digamos, 1.000 átomos. Se medirmos a idade do grão de mineral nas meias-vidas do isótopo-pai, a quantidade deixada em qualquer idade $T$ será $1.000 \times 1/2^T$. Em outras palavras, em uma meia-vida, ou seja, quando $T = 1$, a quantidade inicial do isótopo-pai será reduzida para $1/2^1 = 1/2$ (500 átomos); em duas meias-vidas, para $1/2^2 = 1/4$ (250 átomos); em três meias-vidas, para $1/2^3 = 1/8$ (125 átomos); e assim por diante (ver Figura 8.13).

O decaimento radioativo de cada átomo do isótopo-pai gera um novo átomo do isótopo-filho. Se o grão de mineral permanecer um sistema fechado (isto é, se nenhum isótopo for transferido para dentro ou para fora do grão), o número de novos átomos-filho produzidos a partir dos átomos-pai pela idade $T$ deve ser igual a $1.000 \times (1 - 1/2^T)$, porque os novos filhos e pais remanescentes devem ser adicionados à quantidade inicial do isótopo-pai (1.000 átomos). Assim, a razão entre novos filhos e pais remanescentes depende apenas da idade do grão mineral:

$$\left(\frac{\text{número de novos filhos}}{\text{número de pais remanescentes}}\right) = \frac{1 - 1/2^T}{1/2^T} = 2^T - 1$$

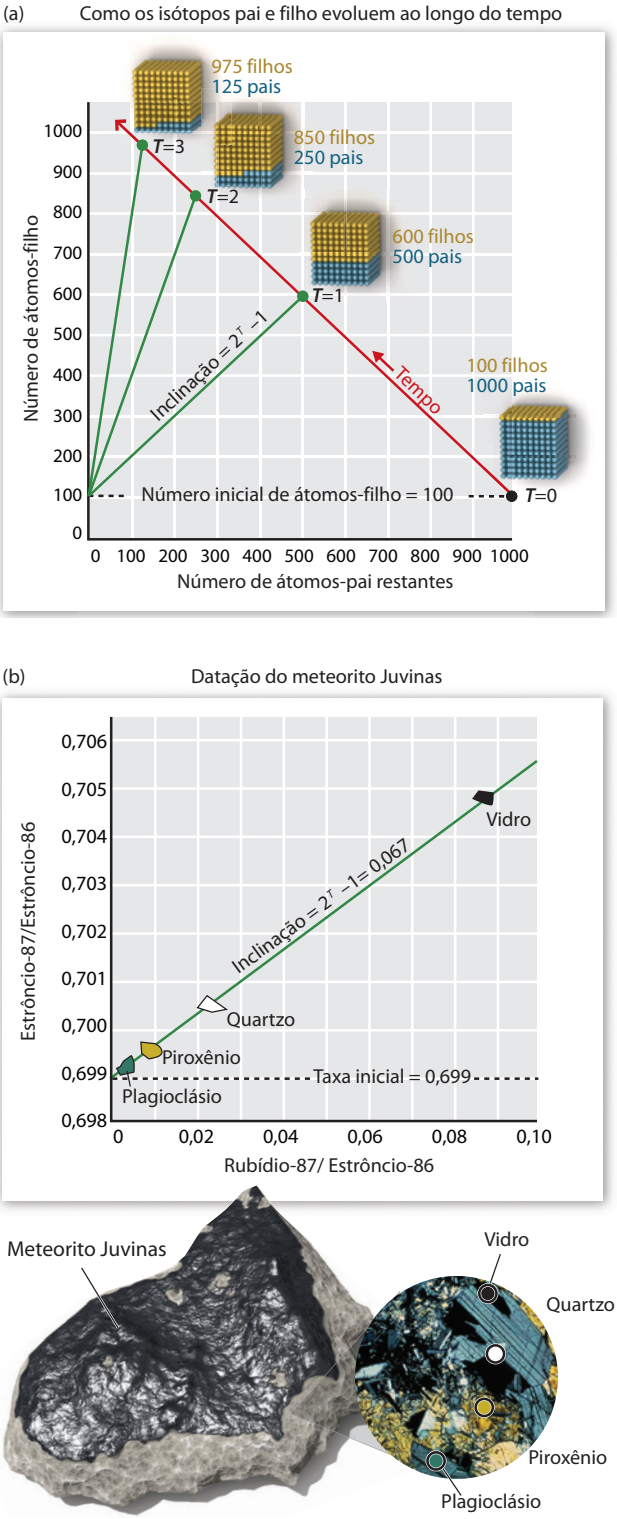
À medida que a idade do grão mineral aumenta de 0 para 3 meias-vidas, por exemplo, essa razão aumenta de 0 para 7, independentemente do número inicial de átomos-pai.

Com o espectrômetro de massa, podemos medir os isótopos pai e filho com precisão: hoje, tais instrumentos podem literalmente contar os átomos de uma amostra pequena. Mas para determinar a idade de um grão mineral, devemos incluir qualquer isótopo-filho incorporado no grão mineral quando ocorreu sua cristalização. Em nosso exemplo, se houvesse 100 átomos-filho no grão em $T = 0$, então o número de átomos-filho aumentaria para 500 + 100 = 600 após uma meia-vida; para 750 + 100 = 850 após duas meias-vidas; e para 875 + 100 = 975 após três meias-vidas. Portanto, a expressão geral para o número total de átomos-filho é:

$$\text{número de filhos} = (2^T - 1) \times \text{número de pais remanescentes} + \text{número de filhos iniciais}$$

Talvez você tenha notado que esta é uma equação para linha reta com inclinação de $(2^T - 1)$ e intercepção igual ao número inicial de átomos-filho, conforme ilustrado na parte (a) da ilustração.

Embora seja possível mensurar apenas a quantidade total do isótopo-filho, podemos, com frequência, inferir a quantidade inicial de outro isótopo do mesmo elemento. Por exemplo, o estrôncio-87 é criado pelo




(a) O número de átomos-pai em um grão mineral diminui, e o número de átomos-filho aumenta durante o decaimento radioativo. Conforme o grão mineral envelhece, sua representação neste gráfico move-se continuamente para cima e para a esquerda, ao longo da linha vermelha. Os pontos representam 0, 1, 2 e 3 meias-vidas. (b) Um gráfico das razões entre estrôncio-87 e estrôncio-86 *versus* rubídio-87 e estrôncio-86 para o meteorito Juvinas. Os dados são obtidos a partir de medidas com espectrômetro de massa de diferentes minerais do meteorito. [Dados de C. Allègre et al., *Science* 187 (1975): 436. Foto de Martin Prinz, American Museum of Natural History]

decaimento do rubídio-87 (ver Figura 8.12), mas outro isótopo, o estrôncio-86, não é produzido por decaimento radioativo e não é, em si, radioativo. Desta forma, se um grão mineral permanecer um sistema fechado após a cristalização, o número de átomos de estrôncio-86 não será alterado com a idade. O truque é dividir a relação entre filhos e pais pela quantidade de estrôncio-86:

$$\left(\frac{\text{número de estrôncio-87}}{\text{número de estrôncio-86}}\right) =$$

$$2^T - 1 \times \left(\frac{\text{número de rubídio-87}}{\text{número de estrôncio-86}}\right) + \left(\frac{\text{número inicial de estrôncio-87}}{\text{número de estrôncio-86}}\right)$$

Diferentes grãos minerais em uma rocha serão cristalizados com quantidades iniciais diferentes de estrôncio e rubídio. No entanto, como os dois isótopos de estrôncio comportam-se de modo similar nas reações químicas que ocorrem antes da cristalização, a razão entre estrôncio-87 e estrôncio-86 na cristalização será a mesma para todos os grãos na mesma rocha. Portanto, encaixando uma linha aos dados de diversos grãos minerais, podemos determinar a razão inicial entre estrôncio-87 e estrôncio-86, bem como a idade $T$.

Na parte (b) da figura, aplicamos esse método às medidas de estrôncio e rubídio de um famoso meteorito pétreo, chamado de Juvinas, que caiu no sul da França em 1821. Acredita-se que o meteorito Juvinas, que é semelhante ao mostrado na Figura 1.10a, tenha vindo de um corpo planetário formado ao mesmo tempo em que a Terra, mas que foi subsequentemente destruído por colisões planetárias (ver Capítulo 9). Usando medidas com espectrômetro de massa de quatro amostras, podemos criar um gráfico das razões entre o estrôncio-87 e o estrôncio-86 e entre o rubídio-87 e o estrôncio-86 ao longo de uma linha cuja intercepção dá uma razão inicial entre estrôncio-87 e estrôncio-86 de 0,699. Essa linha é uma isócrona (um local de mesmo tempo) com inclinação de 0,067.

Para solucionar $T$, começamos com

$$(2^T - 1) = 0{,}067$$

Adicionando 1 e obtendo logaritmos de base 10 nos dois lados dessa equação, temos

$$T \log(2) = \log(1{,}067)$$

ou

$$T = \frac{\log(1{,}067)}{\log(2)}$$

Usando uma calculadora científica (provavelmente seu computador tem uma), descobrimos que log(1,067) = 0,0282 e log(2) = 0,301, o que resulta em

$$T = \frac{0{,}0282}{0{,}301} = 0{,}094 \text{ meias-vidas}$$

A multiplicação do número de meias-vidas pela meia-vida do rubídio-87, 49 bilhões de anos (ver Quadro 8.1), gera uma idade do meteorito de

$$0{,}094 \times 49 \text{ bilhões de anos} = 4{,}59 \text{ bilhões de anos}$$

O erro dessa estimativa é de aproximadamente 0,07 bilhão de anos, então é consistente com a idade de 4,56 bilhões de anos obtida pela primeira vez para a Terra por Patterson em 1956.

***PROBLEMA EXTRA:*** Quando representadas em um diagrama como a parte (b) da figura, as razões dos isótopos de rubídio e estrôncio de diversos grãos minerais coletados da mesma rocha estão sobre uma linha com inclinação de 0,0143. Presumindo que esses grãos minerais foram sistemas fechados desde sua cristalização, calcule a idade da rocha. Dica: log(1,0143) = 0,00617.

## Métodos de datação isotópica

A datação isotópica é possível somente se uma quantidade mensurável de átomos-pais e filhos permanecer na rocha. Por exemplo, se a rocha é muito antiga e a taxa de decaimento muito rápida, quase todos os átomos-pais já foram transformados. Nesse caso, poderíamos concluir que a pilha do relógio isotópico acabou, mas não saberíamos dizer há quanto tempo ele parou. Assim, aqueles que decaem lentamente durante bilhões de anos, como o rubídio-87, são utilizados para medir a idade de rochas antigas, enquanto os que decaem rapidamente, como o carbono-14, são úteis para determinar as idades de rochas muito novas (ver Quadro 8.1).

O carbono-14, que tem uma meia-vida em torno de 5.700 anos, é especialmente importante para datar ossos fósseis, conchas, madeira e outros materiais orgânicos em sedimentos muito novos com algumas dezenas de milhares de anos. O carbono é um elemento essencial nas células vivas de todos os organismos. Quando os vegetais verdes crescem, eles continuamente incorporam carbono em seus tecidos a partir do dióxido de carbono da atmosfera. Porém, quando um vegetal morre, ele para de absorver dióxido de carbono. No momento da morte, a quantidade de carbono-14 em relação aos isótopos estáveis de carbono-12 no vegetal é idêntica àquela da atmosfera. Entretanto, a quantidade decresce à medida que o carbono-14 no tecido morto se desintegra. O nitrogênio-14, que é o isótopo-filho do carbono-14, é gasoso e, assim, abandona o sedimento, de modo que não pode ser medido para determinar o tempo transcorrido desde que o vegetal morreu. Contudo, podemos estimar a idade absoluta do material vegetal extrapolando a razão entre o carbono-14 e o carbono-12 medida no material voltando no tempo (usando a meia-vida do carbono-14) para comparar a razão na atmosfera quando o vegetal morreu. Essa razão pode ser estimada a partir das idades do carbono-14 calibradas com a utilização de outras medidas de tempo absoluto, como a dendrocronologia (contagem dos anéis de árvores).

Um dos métodos mais precisos de datação para rochas antigas baseia-se no decaimento de dois isótopos relacionados: o decaimento do urânio-238 para chumbo-206 e o decaimento do urânio-235 para chumbo-207. Isótopos do mesmo elemento comportam-se de modo semelhante nas reações químicas que alteram as rochas porque a química de um elemento depende basicamente de seu número atômico, e não de sua massa atômica. Porém, os dois isótopos de urânio têm meias-vidas diferentes, o que significa que, juntos, oferecem uma verificação de consistência que auxilia os geólogos a compensar os problemas do intemperismo, da contaminação e do metamorfismo discutidos anteriormente. Os espectrômetros de massa modernos são tão precisos que os isótopos de chumbo de um único cristal de zircão – silicato de zircônio, um mineral crustal com concentração relativamente alta de urânio – podem ser usados para datar as rochas mais antigas na Terra com um erro menor do que 1%.

# A escala do tempo geológico: idades absolutas

Armados com técnicas de datação isotópica, os geólogos do século XX conseguiram definir com exatidão as idades absolutas dos principais eventos sobre os quais seus antecessores haviam baseado a escala do tempo geológico. Mais importante ainda, puderam explorar a história inicial do planeta registrada nas rochas pré-cambrianas. A **Figura 8.14** apresenta os resultados desse esforço de um século de duração.

A atribuição de idades absolutas à escala do tempo geológico revela enormes diferenças nos intervalos de tempo dos períodos geológicos. O Período Cretáceo (que abrange 80 milhões de anos) é três vezes maior do que o Período Quaternário (apenas 23 milhões de anos), e a Era Paleozoica (291 milhões de anos) durou mais tempo do que as eras Mesozoica e Cenozoica juntas. A maior surpresa é o Pré-Cambriano, que teve duração de mais de 4.000 milhões de anos – quase nove décimos da história terrestre!

## Éons: os maiores intervalos do tempo geológico

Para representar a rica história do Pré-Cambriano, foi introduzida uma divisão da escala do tempo geológico maior do que a era, chamada de **éon**. Quatro éons, com base nas idades isotópicas de rochas e meteoritos terrestres, são agora reconhecidos.

**ÉON HADEANO** O éon mais antigo, cujo nome deriva de *Hades*[2] (a palavra grega para "inferno"), começou com a

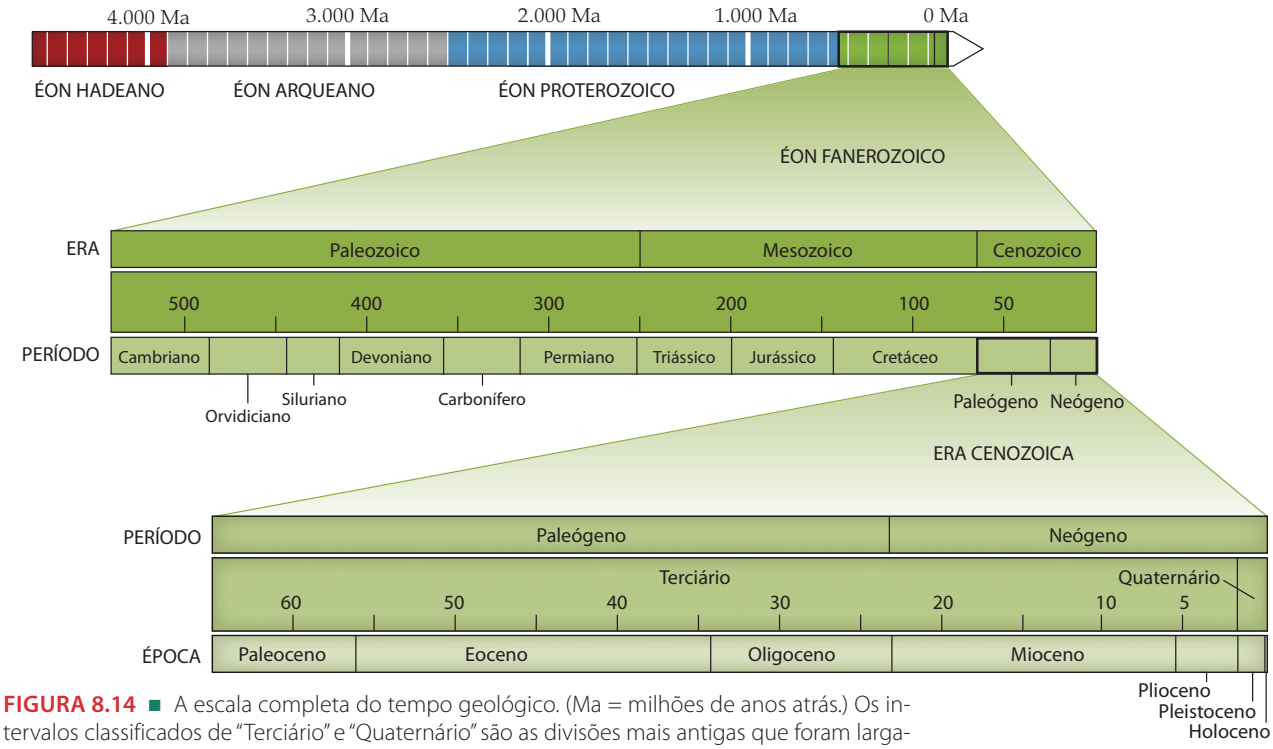



**FIGURA 8.14** ■ A escala completa do tempo geológico. (Ma = milhões de anos atrás.) Os intervalos classificados de "Terciário" e "Quaternário" são as divisões mais antigas que foram largamente substituídas pelos períodos Paleógeno e Neógeno, mas ainda são utilizadas às vezes por geólogos.[3]

formação da Terra há 4,56 bilhões de anos e terminou aproximadamente 3,9 bilhões de anos atrás. Durante seus primeiros 650 milhões de anos, a Terra foi bombardeada por blocos de material dos primórdios do sistema solar. Embora muito poucas formações rochosas tenham sobrevivido a esse período violento, foram encontrados grãos individuais de zircão com idades de até 4,4 bilhões de anos, indicando que a Terra tinha uma crosta félsica no período de 150 milhões de anos depois de sua formação. Também há evidências de que existia água líquida na superfície terrestre mais ou menos nessa época, sugerindo que o planeta resfriou rapidamente. No Capítulo 9, vamos explorar essa fase inicial da história da Terra em maior detalhe.

**ÉON ARQUEANO** O nome do éon seguinte vem de *archaios* (grego para "antigo"). As idades das rochas arqueanas variam entre 3,9 e 2,5 bilhões de anos. Durante o Éon Arqueano, os sistemas do geodínamo, da tectônica de placas e do clima foram estabelecidos, e a crosta félsica acumulou-se para formar as primeiras massas continentais estáveis, como veremos no Capítulo 10. É provável que os processos da tectônica de placas estivessem em operação, embora talvez de uma forma substancialmente distinta de como operavam mais tarde na história terrestre. Estabeleceu-se a vida, na forma de microrganismos unicelulares primitivos, conforme indicado pelos fósseis encontrados em algumas rochas sedimentares dessa idade.

**ÉON PROTEROZOICO** A última parte do Pré-Cambriano é o Éon Proterozoico (do grego *próteros*, "anterior", e *zoikós*, "vida"), que cobre o intervalo de tempo de 2,5 bilhões a 542 milhões de anos atrás. Por volta do início desse éon, os sistemas da tectônica de placas e do clima estavam operando de forma semelhante à que ocorre hoje. Durante o Proterozoico, os organismos que produziam oxigênio como resíduo (como as plantas fazem hoje) aumentaram a quantidade de oxigênio na atmosfera terrestre. A evolução inicial da vida e seus efeitos sobre o sistema Terra serão explorados no Capítulo 11.

**ÉON FANEROZOICO** O início do Éon Fanerozoico é marcado pela primeira aparição de fósseis de conchas no começo do Período Cambriano, agora datado em 542 milhões de anos atrás. O nome desse éon – do grego *phaneros*, "visível", e *zoi*, "vida" – certamente é adequado, porque compreende todas as três eras originalmente reconhecidas no registro fóssil: a Paleozoica (542 a 251 milhões de anos atrás), a Mesozoica (251 a 65 milhões de anos atrás) e a Cenozoica (65 milhões de anos até o presente).

## Perspectivas sobre o tempo geológico

Na empoeirada região rural de criação de ovelhas, no extremo ocidente da Austrália, existe um pequeno promontório de antigas rochas vermelhas chamado de Jack Hills (**Figura 8.15**). Os geólogos pulverizaram uma enorme quantidade dessas rochas para isolar alguns cristais de zircão do tamanho de grãos de areia. Pela medida dos isótopos do chumbo-206 e do chumbo-207 gerados pelo

**FIGURA 8.15** ■ O afloramento em Jack Hills, no oeste da Austrália, onde os geólogos encontraram grãos de zircão de até 4,4 bilhões de anos atrás. [Bruce Watson, Rensselaer Polytechnic Institute] *Detalhe*: Um cristal de zircão ($ZrSiO_4$) do Éon Hadeano, extraído de Jack Hills. [Chd GFDL/Wikipedia]

decaimento radioativo do urânio-238 e do urânio-235, conforme descrito acima, foi identificado um pequeno fragmento de cristal com idade de 4,4 bilhões de anos – o grão mineral mais antigo já descoberto na crosta terrestre. Como podemos relacionar-nos com um período de tempo tão impressionante?

Imagine comprimir os 4,56 bilhões de anos da história da Terra em um único ano, começando com a formação da Terra em 1º de janeiro e terminando à meia-noite de 31 de dezembro. Na primeira semana, a Terra foi organizada em núcleo, manto e crosta. O grão de zircão mais antigo da Jack Hills cristalizou-se em 13 de janeiro. Os primeiros organismos primitivos apareceram em meados de março. Em meados de junho, os continentes estáveis desenvolveram-se e, durante o inverno e o início da primavera, a atividade biológica da vida em evolução aumentou a concentração de oxigênio na atmosfera. Em 18 de novembro, no início do Período Cambriano, os organismos complexos, incluindo aqueles com conchas, chegaram. Em 11 de dezembro, os répteis evoluíram e, no Natal, os dinossauros foram extintos. Os humanos modernos, *Homo sapiens sapiens*, apareceram em cena às 23h42min, na véspera do Ano Novo, e a última idade do gelo terminou às 23h58min. Três centésimos e meio de segundo antes da meia-noite, Colombo aportou em uma ilha das Índias Ocidentais. E poucos milésimos de segundos atrás, você nasceu!

## Avanços recentes na datação do sistema Terra

Vimos que as escalas de tempo de processos geológicos não são uniformes, mas variam de segundos a bilhões de anos. Devemos, portanto, usar uma variedade de métodos para marcar o tempo do sistema terrestre: alguns para determinar as idades de rochas muito antigas; outros para medir mudanças rápidas. Novos métodos para determinar as idades relativa e absoluta dos materiais terrestres continuam a ser desenvolvidos, e essas ferramentas têm melhorado continuamente nosso entendimento sobre como funciona o sistema Terra. Para concluir nossa história da escala do tempo geológico, descreveremos alguns desses avanços recentes.

### Estratigrafia de sequências

Até poucas décadas atrás, os geólogos tinham que se basear em rochas expostas em afloramentos, em minas e em perfurações para mapear sucessões estratigráficas. Conforme mencionado no Capítulo 1 (e descrito em maior detalhe no Capítulo 14), as inovações tecnológicas no campo das imagens sísmicas agora nos permitem ver abaixo da superfície terrestre sem necessariamente abrir buracos. A partir de registros de ondas sísmicas geradas por explosões controladas ou por terremotos naturais,

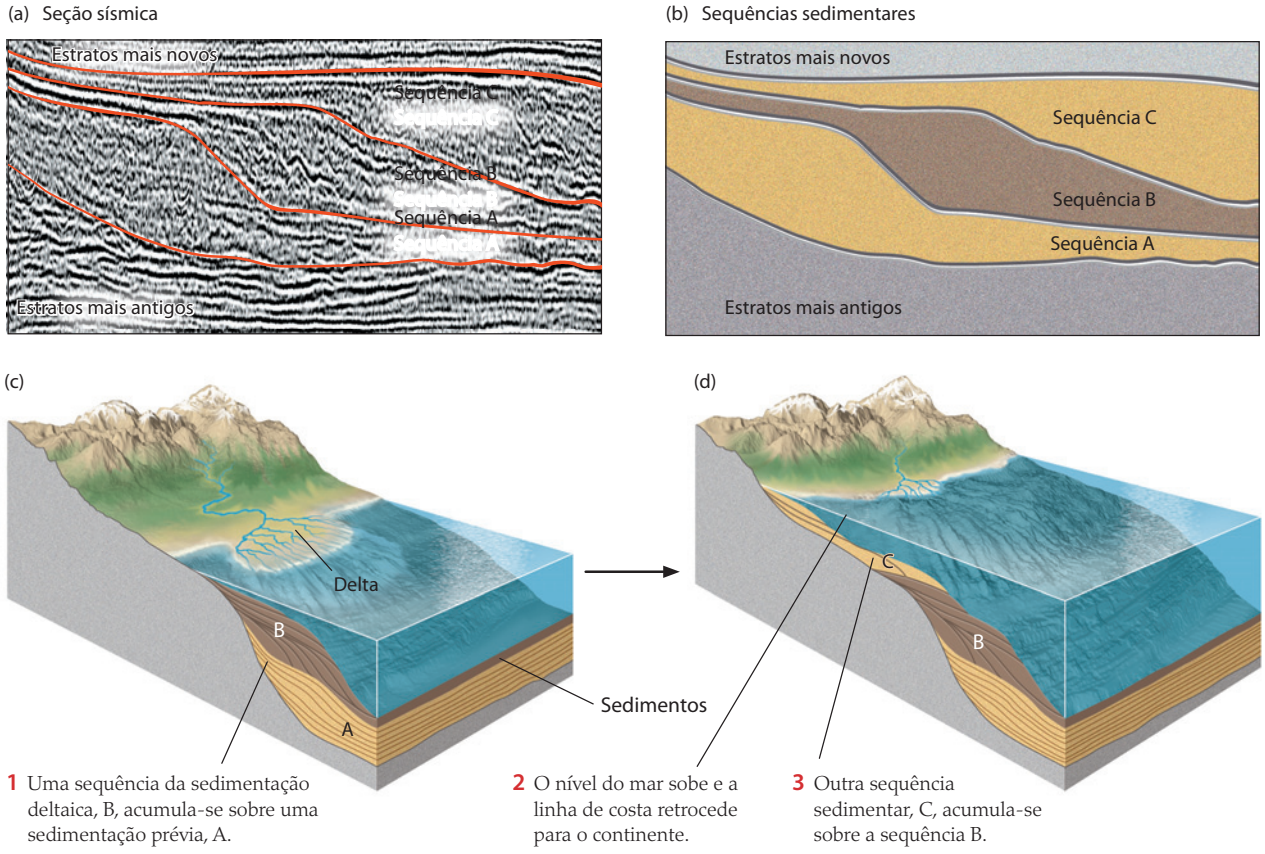



**FIGURA 8.16** ■ A estratigrafia de sequências pode ser usada para entender como foram criados os padrões de acamamento sedimentar. (a) Um perfil sísmico revela camadas sedimentares individuais. (b) Os geólogos podem agrupar essas camadas em sequências sedimentares. (c) e (d) Neste caso, imagens sísmicas revelam uma sucessão estratigráfica que é característica de uma série de sequências deltaicas.

podemos construir imagens tridimensionais de estruturas soterradas a grandes profundidades (**Figura 8.16**). Imagens sísmicas de rochas sedimentares permitem aos geólogos identificar sequências sedimentares e mapear sua distribuição em três dimensões, um tipo de mapeamento geológico chamado de *estratigrafia de sequências*.

Sequências sedimentares comumente formam-se nas bordas de continentes quando a deposição de sedimentos por rios é modificada por flutuações no nível do mar. No exemplo mostrado na Figura 8.16, os sedimentos foram depositados em um delta onde o rio desembocou no oceano. À medida que os sedimentos acumularam-se, o delta avançou para dentro do mar. Quando o nível do mar desceu em função da glaciação continental, os depósitos deltaicos foram expostos e erodiram. Assim que as geleiras derreteram e o nível do mar subiu, a linha de costa deslocou-se para o continente, e uma nova sequência deltaica começou a cobrir a antiga, criando uma discordância.

Ao longo de milhões de anos, ciclos como esse podem se repetir muitas vezes, produzindo um pacote complexo de sequências sedimentares. Como as flutuações do nível do mar são globais, os geólogos podem comparar sequências sedimentares de mesma idade em áreas amplas. As idades relativas dessas sequências podem, então, ser usadas para reconstruir a história geológica de uma região, inclusive qualquer soerguimento tectônico regional que tenha contribuído com mudanças no nível do mar. A estratigrafia de sequências foi particularmente eficiente para encontrar óleo e gás a grandes profundidades em margens continentais, como o Golfo do México e a margem atlântica da América do Norte.[4]

## Estratigrafia química

Muitas camadas sedimentares contêm minerais e químicos que as identificam como unidades distintas. Por exemplo, a quantidade de ferro ou manganês em sedimentos carbonáticos pode variar entre camadas se a composição da água marinha alterou-se durante a precipitação dos minerais carbonados. Quando os sedimentos são enterrados e transformados em rochas sedimentares, essas variações químicas podem ser preservadas, marcando as formações com "impressões digitais". Essas digitais químicas podem estender-se regional ou mesmo globalmente, permitindo a comparação de rochas sedimentares por *estratigrafia química* quando nenhuma outra feição, como fósseis, está disponível.

## Estratigrafia paleomagnética

Outra técnica para obter a impressão digital de formações rochosas é a *estratigrafia paleomagnética*. Como vimos no Capítulo 1, o campo magnético da Terra reverte-se em intervalos irregulares. Essas reversões magnéticas são registradas por magnetização termorremanente em rochas vulcânicas, que podem ser datadas por métodos isotópicos. A cronologia resultante de reversões magnéticas – a escala de tempo magnético – permite-nos "rodar novamente a fita magnética" da expansão do assoalho oceânico e determinar as taxas de movimentos de placas, como fizemos no Capítulo 2. Padrões ainda mais detalhados de reversões magnéticas podem ser observados em núcleos sedimentares, e essas impressões magnéticas podem ser datadas usando sucessões faunísticas. A estratigrafia paleomagnética tornou-se recentemente um dos principais métodos para mensuração das taxas de sedimentação ao longo das margens continentais e no oceano profundo. Discutiremos a estratigrafia paleomagnética em maior detalhe no Capítulo 14.

## Datando o sistema do clima

As épocas Pleistocena e Holocena foram tempos de mudança climática global rápida e drástica. Dados obtidos por estratigrafia de sequências e por outros métodos indicam que ocorreram ciclos repetidos de glaciação com períodos variando de 40 mil a 100 mil anos, e ciclos mais curtos de centenas a milhares de anos também são evidentes. Os efeitos desses ciclos climáticos, como elevações e quedas no nível do mar, podem ter efeitos profundos na superfície terrestre. Exploraremos esses ciclos e suas causas em maior detalhe nos Capítulos 15 e 21.

Vários métodos foram usados para medir esses ciclos climáticos. Os geólogos podem usar isótopos estáveis de oxigênio em fósseis de conchas para estimar a temperatura da água do mar em que os organismos viveram, além de usar o carbono-14 para determinar quando suas conchas foram formadas. Com a tabulação cuidadosa das estimativas de temperatura para camadas de núcleos de sedimento obtidos de vários locais no assoalho oceânico, podemos ver como as temperaturas mudaram ao longo do tempo. Esse procedimento deu-nos um registro preciso dos ciclos glaciais desde o início da Época Pleistocena, 1,8 milhão de anos atrás (ver Capítulo 15).

Também podemos medir a quantidade de dióxido de carbono na atmosfera analisando os gases aprisionados em outro tipo de núcleo: amostras de gelo extraídas de furos feitos nos mantos glaciais da Antártida e da Groenlândia, que se acumularam incontáveis tempestades de neve durante centenas de milhares de anos. O dióxido de carbono desempenha um papel importante no sistema do clima, como vimos no Capítulo 1, porque é um gás do efeito estufa que ajuda a aprisionar o calor solar na atmosfera terrestre. Infelizmente (e, de certa forma, ironicamente), o dióxido de carbono em si não pode ser datado pelo método do carbono-14; as pequenas bolhas de gás nos núcleos de gelo não contêm átomos suficientes de carbono-14. As camadas nos núcleos de gelo podem ser datadas com exatidão por outros métodos, inclusive pela datação isotópica de depósitos de cinza vulcânica que ocorrem como camadas finas nos núcleos e pela contagem das camadas anuais de gelo nos núcleos. (O segundo método é muito semelhante à contagem dos anéis de árvores, que também foi usada para datar mudanças climáticas.)

A combinação de registros de temperaturas em núcleos de sedimento com registros em núcleos de gelo de concentrações de dióxido de carbono na atmosfera mostra-nos que, durante os últimos 400 mil anos, as temperaturas globais estiveram mais altas quando a atmosfera continha mais dióxido de carbono e menores quando continha menos. Esse padrão é uma das razões pelas quais a maioria dos geólogos está preocupada com a queima de combustíveis fósseis, que está causando um aumento muito rápido nas concentrações de dióxido de carbono atmosférico e tem alta probabilidade de resultar em um aquecimento global substancial (ver Capítulo 23).

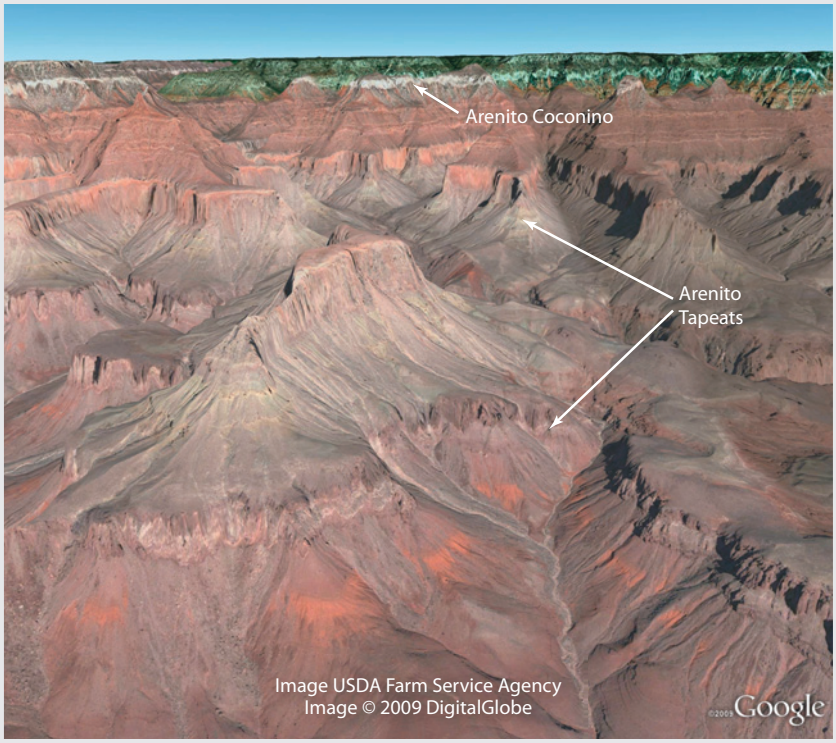
## *Projeto no Google Earth*

No Grand Canyon, na região norte do Estado norte-americano do Arizona, o rio Colorado atravessa sedimentos depositados por centenas de milhões de anos de história terrestre (ver Jornal da Terra 8.1). Esse intervalo de tempo inimaginavelmente longo é marcado por mudanças nas formas de vida preservadas em rochas sedimentares. Como resquícios de vegetais e de animais são depositados e preservados em sedimentos, a idade de um fóssil é basicamente igual à da camada sedimentar em que ele se encontra. Essa relação, junto com os princípios básicos de estratigrafia, permite-nos determinar as idades relativas das camadas sedimentares. Vamos usar esse ambiente espetacular como laboratório natural para compreender o tempo geológico.

***LOCALIZAÇÃO*** Trilha Bright Angel, Centro de Turismo do Grand Canyon, Estados Unidos.

***OBJETIVO*** Visualizar a sequência sedimentar do Grand Canyon.

***REFERÊNCIA*** Jornal da Terra 8.1




1. Digite "Bright Angel Trail, Grand Canyon, Arizona" na janela de busca do Google Earth. Depois de chegar lá, use o *zoom* e vá para uma altitude de 10 km. Use o cursor para medir a diferença de elevação entre o início da trilha Bright Angel, próximo ao Centro de Turismo do Grand Canyon, e o rio Colorado, diretamente ao norte. Que valor representa a melhor aproximação dessa diferença de elevação?
   *a.* 30 m
   *b.* 100 m
   *c.* 1300 m
   *d.* 2500 m

2. Navegue pelo cânion ao longo da trilha Bright Angel, usando altitude em torno de 2 km. Incline o enquadramento para o norte, de forma a obter uma visão oblíqua da parede norte do cânion, ao longo do rio Colorado. Marque o traçado das camadas rochosas com cores diferentes através da paisagem. Qual é a orientação geral das camadas de rocha sedimentar próximo à superfície?
   *a.* quase horizontal
   *b.* quase vertical
   *c.* inclinada em torno de 45° em relação à horizontal para o leste
   *d.* inclinada em torno de 45° em relação à horizontal para o sul

3. Usando altitude de aproximadamente 2 km para visualizar a parede norte do cânion, localize a camada rochosa delgada e branca abaixo da margem do cânion e a camada rochosa espessa e cor de canela logo acima das exposições mais baixas de rocha vermelha visíveis no cânion. Essas formações são o Arenito Coconino do Período Permiano e o Arenito Tapeats do Período Cambriano, respectivamente. Meça a distância vertical entre essas duas formações e consulte o Jornal da Terra 8.1. Que estimativa você faz da espessura do sedimento entre as duas formações e quais períodos geológicos estão faltando?
   *a.* 800 m de sedimento, e os períodos Ordoviciano e Siluriano estão faltando
   *b.* 400 m de sedimento, e nenhum período geológico está faltando
   *c.* 800 m de sedimento, e os períodos Permiano, Cambriano e Devoniano estão faltando
   *d.* 200 m de sedimento, e o Período Carbonífero está faltando

4. Com base na relação da camada rochosa exposta nas paredes do cânion e o próprio cânion, qual das afirmativas abaixo deve ter se formado primeiro?
   *a.* A camada de rocha mais próxima ao fundo do cânion
   *b.* A camada de rocha na margem do cânion
   *c.* O próprio Grand Canyon
   *d.* O cânion com laterais menores que a trilha Bright Angel acompanha

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Navegue atá a seguinte latitude e longitude ao longo do cânion: 36°10′56″ N; 113°06′52″ W. Visualize-o de uma altitude de 30 km e use o *zoom* conforme necessário. Abaixo existe uma feição vulcânica que produziu derrames de lava basáltica, os quais interagem com o rio Colorado na base do cânion. Baseado no princípio de superposição e nas relações visíveis de seccionamento, qual das sequências de eventos abaixo parece ser mais provável? (Talvez seja útil inclinar o enquadramento para o norte, ao longo do rio, para obter uma perspectiva melhor da sequência de eventos.)
   *a.* Uma erupção vulcânica produziu derrames de lava, depois o rio Colorado atravessou os derrames e, finalmente, camadas de rochas sedimentares foram depositadas nos dois lados do canal fluvial.
   *b.* Rochas sedimentares foram depositadas, depois uma erupção vulcânica produziu derrames de lava que cobriram os sedimentos e, finalmente, o rio Colorado atravessou toda a sequência para criar um cânion grande.
   *c.* Rochas sedimentares foram depositadas, depois o rio Colorado atravessou entre elas para criar um cânion grande e, finalmente, uma erupção vulcânica produziu derrames de lava que fluíram para o rio.
   *d.* Uma erupção vulcânica produziu derrames de lava sobre os quais as rochas sedimentares foram depositadas, depois o rio Colorado atravessou toda a sequência para criar um cânion grande.

## RESUMO

***Como os geólogos sabem se uma rocha é mais antiga que outra?*** Pode-se determinar as idades relativas de rochas pelo estudo da estratigrafia, dos fósseis e das relações de seccionamento de formações rochosas observadas em afloramentos. Segundo os princípios de Steno, uma sequência não deformada de camadas sedimentares será horizontal, sendo que cada camada é mais nova do que as camadas soto-postas a ela, e mais antiga do que as camadas sobrepostas a ela. Além disso, os fósseis encontrados em cada camada refletem os organismos que viviam naquela camada quando ela foi depositada. Saber a sucessão faunística torna mais fácil localizar discordâncias, que indicam lacunas de tempo no registro estratigráfico onde nenhuma rocha foi depositada ou nenhuma rocha existente sofreu erosão antes que os próximos estratos fossem depositados.

***Como foi criada a escala global do tempo geológico?*** Utilizando-se as sucessões faunísticas para correlacionar as rochas em afloramentos mundo afora, os geólogos compilaram uma sequência estratigráfica, para a qual desenvolveram uma escala de tempo relativo. O uso da datação isotópica permitiu aos cientistas atribuírem idades absolutas para os éons, eras, períodos e épocas que constituem a escala do tempo geológico. A datação isotópica é baseada no decaimento de isótopos radioativos, quando os átomos-pais instáveis são transformados em isótopos-filhos estáveis a uma taxa constante. Ao medir-se a quantidade de pais e filhos em uma amostra, os geólogos podem calcular a idade absoluta de rochas. O relógio isotópico começa a bater quando isótopos radioativos são aprisionados em minerais à medida que há cristalização de rochas ígneas ou recristalização de rochas metamórficas.

***Quais são as principais divisões da escala do tempo geológico?*** A escala do tempo geológico é dividida em quatro éons: o Hadeano (4,56 a 3,9 bilhões de anos atrás), o Arqueano (3,9 a 2,5 bilhões de anos atrás), o Proterozoico (2,5 bilhões a 542 milhões de anos atrás) e o Fanerozoico (542 milhões de anos atrás até o presente). O Éon Fanerozoico divide-se em três eras, a Paleozoica, a Mesozoica e a Cenozoica, sendo que cada uma subdivide-se em períodos mais curtos. Os limites das eras e dos períodos são marcados por mudanças abruptas no registro fóssil; muitas correspondem a extinções em massa.

***Que outros métodos estão sendo usados atualmente para datar o registro geológico?*** O ciclo de subida e descida do nível do mar produz sequências sedimentares complexas em margens continentais em todo o mundo, que podem ser mapeadas por meio de técnicas de imagem sísmica e datadas com a utilização de fósseis. Impressões digitais químicas e reversões magnéticas fornecem informações adicionais sobre a idade de sequências sedimentares. Os ciclos glaciais registrados em sedimentos podem ser datados usando núcleos de gelo das calotas da Antártida e da Groenlândia.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

datação isotópica (p. 211)
discordância (p. 204)
éon (p. 214)
época (p. 206)
era (p. 206)
escala do tempo geológico (p. 206)
estratigrafia (p. 201)
extinção em massa (p. 206)
idade absoluta (p. 200)
idade relativa (p. 200)
meia-vida (p. 211)
período (p. 206)
princípio da horizontalidade original (p. 201)

princípio da superposição (p. 201)
princípio de sucessão faunística (p. 203)
sucessão estratigráfica (p. 201)

## EXERCÍCIOS

1. Muitas camadas de lama de grão fino foram depositadas a uma taxa aproximada de 1 cm a cada mil anos. Nessa taxa, quanto tempo levaria para acumular uma sequência de meio quilômetro de espessura?
2. Construa uma secção transversal semelhante à da parte superior da Figura 8.10 para mostrar a seguinte sequência de eventos geológicos: (a) deposição de formação de calcário; (b) soerguimento e dobramento do calcário; (c) erosão da rocha dobrada; (d) subsidência e deposição de uma formação arenítica.
3. Quantas formações você consegue contar na seção geológica transversal do Grand Canyon no Jornal da Terra 8.1? Quantas equivalem às mesmas formações observadas no Cânion Zion? Alguma das formações é observada nas seções transversais do Grand Canyon ou do Cânion Bryce?
4. Comparando a sequência de formações ilustrada no Jornal da Terra 8.1 com a escala de tempo relativo na Figura 8.11, identifique uma desconformidade importante na sucessão estratigráfica do Grand Canyon. Quais períodos do tempo geológico estão faltando? Qual é a quantidade mínima de tempo geológico, medido em milhões de anos, que está faltando? (*Dica*: Consulte a Figura 8.14.)
5. Que tipo de discordância teria probabilidade de ser produzido em uma margem continental que foi amplamente soerguida acima do nível do mar e, depois, subsidida abaixo do nível do mar? Que tipo de discordância poderia separar sedimentos novos aplainados de sedimentos metamorfizados mais antigos?
6. As extinções em massa foram datadas em 444, 416 e 359 milhões de anos atrás. Como esses eventos estão expressos na escala do tempo geológico da Figura 8.14?
7. Um geólogo descobre um conjunto distinto de fósseis de peixe que datam do Período Devoniano em uma rocha metamórfica de baixo grau. Determina-se que a idade isotópica do rubídio-estrôncio da rocha é de apenas 70 milhões de anos. Dê uma possível explicação para essa discrepância.
8. Explique por que o último éon do tempo geológico é chamado de Fanerozoico.
9. Na taxa atual de expansão do fundo oceânico, todo o assoalho oceânico é reciclado a cada 200 milhões de anos. Presumindo que a taxa passada de geração do fundo oceânico teve velocidade igual ou superior a essa, calcule o número mínimo de vezes que o assoalho oceânico foi reciclado desde o fim do Éon Arqueano.

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Quando você passa por uma escavação em uma rua, observa uma seção que mostra, no topo, o pavimento dela, em seguida, o solo e, na base, a rocha. Você também observa que um cano de água vertical estende-se desde um bueiro da rua até o cano de esgoto enterrado no solo. O que você pode dizer sobre as idades relativas das várias camadas e do cano de água?
2. Por que os geólogos do século XIX que estavam construindo a escala do tempo geológico consideraram os estratos sedimentares depositados em oceanos e mares rasos mais úteis do que os estratos depositados em terra?
3. A teoria da evolução sugere um "princípio de sucessão floral (vegetais)" para complementar o princípio da sucessão faunística de Smith. Por que você acha que Smith baseou-se primariamente em fósseis faunísticos, em vez de em fósseis florais para realizar o mapeamento estratigráfico?
4. Ao estudar uma área de compressão tectônica, um geólogo descobre uma sequência de rochas sedimentares mais antigas e deformadas sobre uma sequência mais jovem e menos deformada, separadas por uma discordância angular. Que processos de tectônica de placas podem ter criado a discordância angular?
5. Um geólogo documenta uma assinatura química peculiar, causada por organismos do Éon Proterozoico e que foi preservada em rocha sedimentar. Você diria que essa assinatura química é um fóssil?
6. O carbono-14 é um isótopo adequado para a datação de eventos geológicos na Época Pliocena?
7. Como a determinação das idades de rochas ígneas ajuda a datar fósseis?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Também chamada na literatura geológica brasileira de *inconformidade*.

[2] Na verdade, *Hades* é o deus grego do mundo subterrâneo, equivalente ao deus Plutão dos romanos.

[3] De acordo com a Comissão Internacional de Estatigrafia da União Internacional de Ciências Geológicas (ICS/IUGS, acrônimo em inglês), em sua resolução de agosto de 2012, o Quaternário, cujo limite inferior foi estabelecido em 2.588 Ma, passou a ser o último período Cenozoico, precedido pelo Neógeno e Paleógeno. O Quaternário compreende duas épocas, o Pleistoceno e o Holoceno. Já o Pleistoceno inclui os seguintes andares/estágios, do mais antigo para o mais recente: Gelasiano, Calabriano, Médio e Superior.

[4] No Brasil, a Estratigrafia de sequências vem sendo aplicada desde o início dos anos 1990, a partir de estudos da equipe de estatigrafia da Petrobrás e da UFRGS, liderada pelo eminente geólogo Dr. Jorge C. Della Fávera.

# 9

# História Primordial dos Planetas Terrestres

A origem do sistema solar ■ 224
A Terra primitiva: formação de um planeta em camadas ■ 227
A diversidade de planetas ■ 230
O que há em uma face? A idade e a compleição das superfícies planetárias ■ 232
Marte é incrível! ■ 239
Explorando o sistema solar e além ■ 247

Em uma série de seis aterrissagens de 1969 a 1972, os astronautas das missões Apollo exploraram a superfície da Lua. Esses astronautas, treinados em Geologia, tiraram fotografias, mapearam afloramentos, conduziram experimentos e coletaram amostras de poeira e de rochas para análise na Terra. Esse feito sem precedentes foi possível somente por meio de uma colaboração próxima entre cientistas, engenheiros e as agências de financiamento que reconheceram a importância de pesquisas básicas no desenvolvimento de novas tecnologias. Talvez o ingrediente mais importante de todos tenha sido o impulso irrepreensível, inerente a todos os seres humanos, de explorar o desconhecido. O desejo de explorar nosso universo existe desde que os humanos desenvolveram a capacidade de pensar. Edwin Powell Hubble foi quem melhor capturou o espírito de exploração espacial quando observou modestamente que "equipado com seus cinco sentidos, o homem explora o universo ao seu redor e chama essa aventura de ciência".

A era moderna da exploração espacial começou no início da década de 1900, quando alguns cientistas com um anseio de escapar dos confins da gravidade terrestre começaram a desenvolver a primeira geração de foguetes. Por volta do final da década de 1920, esses foguetes de fundo de quintal, movidos a propulsores líquidos, estavam prontos para uso. Ocorreram desenvolvimentos rápidos nas décadas seguintes, culminando na acalorada corrida da Guerra Fria entre os Estados Unidos e a União Soviética para pôr o primeiro foguete no espaço, o primeiro satélite na órbita da Terra, o primeiro humano na Lua e o primeiro robô em Marte. Em meados da década de 1970 – 50 anos após a invenção dos primeiros foguetes movidos com combustível líquido – todos esses objetivos foram atingidos.

Os dividendos científicos da exploração espacial foram enormes. A idade do sistema solar, evidências de água líquida nos primórdios de Marte e a atmosfera espessa de Vênus

O geólogo-astronauta Harrison "Jack" Schmitt, piloto do módulo lunar *Apollo 17*, usa um *scoop* ajustável para coletar amostras de rocha lunar na borda da cratera Camelot no vale de Taurus-Littrow. [NASA]

foram reveladas em meados dos anos 1970. Desde aquela época, continuamos nossa exploração do sistema solar e mais além. Utilizando instrumentos na órbita terrestre e em espaçonaves enviadas aos limites distantes de nosso sistema solar, obtivemos uma visão bem melhor do que literalmente está *muito* longe! De todos esses instrumentos, nenhum produziu imagens visuais tão espetaculares do espaço profundo como o Telescópio Espacial Hubble, nomeado em homenagem a Edwin Powell Hubble. Desde que Galileu voltou seu telescópio para os céus em 1609, nenhum instrumento havia causado uma mudança tão profunda em nossa compreensão do universo.

As superfícies marcadas por crateras na Lua e em nossos planetas vizinhos, bem como o meteorito ocasional que cai na atmosfera terrestre, lembram-nos de uma época desorganizada e caótica, quando o sistema solar era jovem e o ambiente da Terra era muito menos habitável. Como o sistema solar tornou-se o lugar bem ordenado que é hoje, com os planetas movendo-se em órbitas majestosas em torno do Sol? Como a massa rochosa da Terra agrupou-se e diferenciou-se em núcleo, manto e crosta? Por que a superfície terrestre, com seus oceanos azuis e continentes itinerantes, parecia tão distinta das superfícies de seus planetas vizinhos? Os geólogos podem obter conclusões a partir de muitas linhas de evidências para responder essas questões. As rochas dos continentes preservam um registro de processos geológicos com mais de 4 bilhões de anos, e mesmo materiais mais antigos já foram coletados de meteoritos. E agora podemos chegar além da Terra para obter mais respostas.

**Neste capítulo, vamos explorar o sistema solar externo através dos vastos domínios do espaço interplanetário, e também voltaremos no tempo até sua história inicial. Veremos como a Terra e os outros planetas formaram-se em torno do Sol e diferenciaram-se em corpos em camadas. Os processos geológicos que modelaram a Terra serão comparados com os que formaram Mercúrio, Marte, Vênus e a Lua, e veremos como a exploração do sistema solar por espaçonaves pode oferecer respostas a questões fundamentais sobre o desenvolvimento de nosso planeta e da vida contida nele.**

## A origem do sistema solar

A busca da origem do Universo, e de nossa própria e pequena parte contida nele, remonta às mais antigas mitologias registradas. Atualmente, a explicação científica mais aceita é a teoria da Grande Explosão (Big Bang), a qual considera que nosso Universo começou cerca de 13,7 bilhões de anos atrás a partir de uma "explosão" cósmica. Antes desse instante, toda a matéria e energia estavam concentradas em um único ponto de densidade inconcebível. Embora saibamos pouco do que ocorreu na primeira fração de segundo após o início do tempo, os astrônomos obtiveram um entendimento geral dos bilhões de anos que se seguiram. Desde aquele instante, em um processo que ainda continua, o Universo expandiu-se e diluiu-se para formar galáxias e estrelas. A Geologia analisa os últimos 4,5 bilhões de anos dessa vasta expansão, um tempo durante o qual o nosso *sistema solar* – a estrela que chamamos de Sol e os planetas que nela orbitam – formou-se e evoluiu. Mais especificamente, os geólogos examinam o sistema solar para entender a formação da Terra e dos planetas semelhantes ao nosso.

### A hipótese da nebulosa

Em 1755, o filósofo alemão Immanuel Kant sugeriu que a origem do sistema solar poderia ser traçada pela rotação de uma nuvem de gás e poeira fina, uma ideia chamada de **hipótese da nebulosa**. Hoje sabemos que o espaço exterior além do sistema solar não está vazio como anteriormente era pensado. Os astrônomos registraram muitas nuvens do mesmo tipo da que Kant supôs, tendo denominado as mesmas de *nebulosas* (da palavra em latim *nebula*, para "neblina" ou "nuvem") (**Figura 9.1**). Eles também identificaram os materiais que formam essas nuvens. Os gases são predominantemente hidrogênio

e hélio, os dois elementos que constituem tudo, exceto uma pequena fração do nosso Sol. As partículas do tamanho do pó são quimicamente similares aos materiais encontrados na Terra.

Como pôde o nosso sistema solar ter ficado com a forma que tem, a partir de tal nuvem? Essa nuvem difusa em rotação lenta contraiu-se devido à força da gravidade (**Figura 9.2**). A contração, por sua vez, acelerou a rotação das partículas (exatamente como os patinadores sobre o gelo, que giram mais rápido quando contraem os braços), e essa rotação mais rápida achatou a nuvem na forma de um disco.

## A formação do Sol

Sob a atração da gravidade, a matéria começou a deslocar-se para o centro, acumulando-se como uma protoestrela, a precursora do nosso Sol atual. Comprimido sob seu próprio peso, o material do protossol tornou-se mais denso e quente. A temperatura interna do protossol elevou-se para milhões de graus, iniciando-se então uma fusão nuclear. A fusão nuclear do Sol, que continua até hoje, é a mesma reação nuclear que ocorre em uma bomba de hidrogênio. Em ambos os casos, átomos de hidrogênio sob intensa pressão e em alta temperatura combinam-se (fundem-se) para formar hélio. Nesse processo, parte da massa é convertida em energia. O Sol emite parte dessa energia como luz; uma bomba-H, como uma grande explosão.

## A formação dos planetas

Embora a maior parte da matéria da nebulosa original tenha sido concentrada no protossol, restou um disco de gás e poeira, chamado de **nebulosa solar**, envolvendo-o. A nebulosa solar tornou-se quente quando se achatou na forma de um disco e ficou mais quente na região interna, onde mais matéria se acumulou, do que nas regiões externas menos densas. Uma vez formado, o disco começou a esfriar e muitos gases condensaram-se. Ou seja, eles mudaram para suas formas líquidas ou sólidas, assim como o vapor d'água condensa em gotas na parte externa de um copo gelado e a água solidifica em gelo quando esfria até o ponto de congelamento.

(a)

(b)

**FIGURA 9.1** ■ A exploração espacial evoluiu de um início modesto para lidar com questões essenciais, como a origem do sistema solar. (a) Robert H. Goddard, um dos pais da ciência de foguetes, lançou este foguete movido a oxigênio líquido e gasolina em 16 de março de 1926 em Auburn, Massachusetts (EUA). (b) Setenta anos mais tarde, em 2 de novembro de 1995, o Telescópio Espacial Hubble (em órbita ao redor da Terra) obteve esta fotografia impressionante da Nebulosa Eagle. As estruturas escuras, semelhantes a pilares, são colunas de gás hidrogênio resfriado e poeira que deram origem a novas estrelas. [(a) NASA; (b) NASA/ESA/STSci]

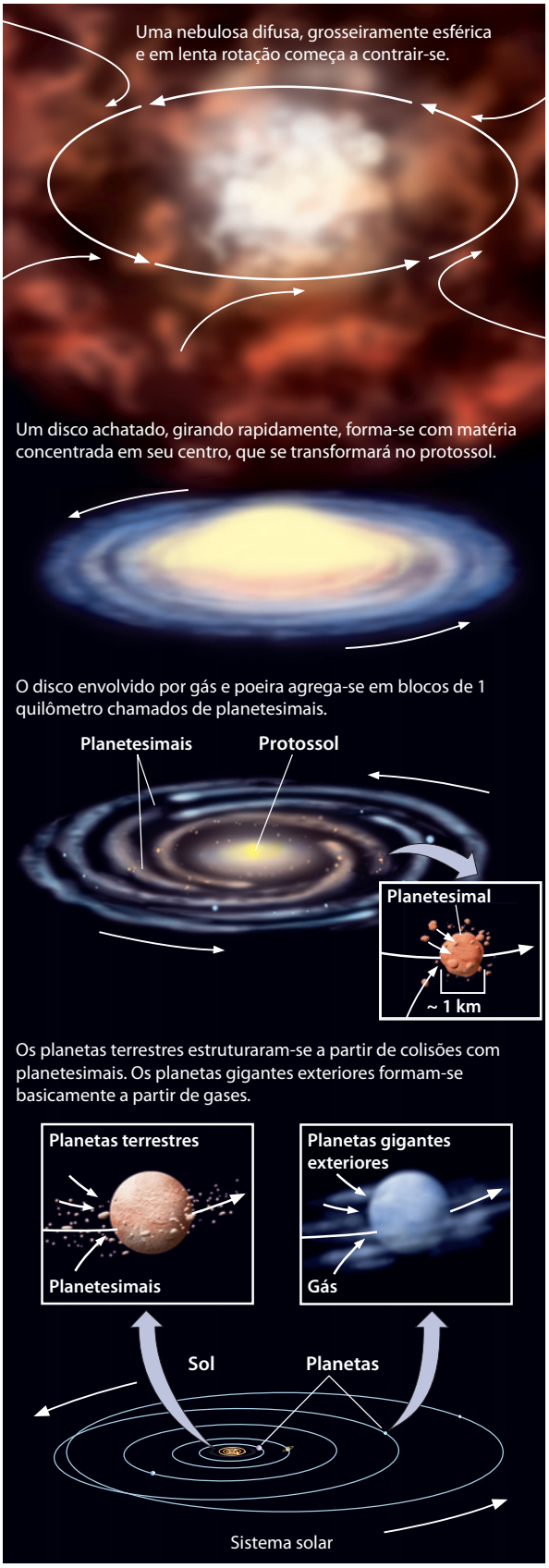



**FIGURA 9.2** ■ A hipótese da nebulosa explica a formação do sistema solar.

A atração gravitacional causou a agregação de poeira e material condensado por meio de colisões "pegajosas" em pequenos blocos ou **planetesimais** de 1 km. Por sua vez, esses planetesimais colidiram e se agregaram, formando corpos maiores, com o tamanho da Lua (ver Figura 9.2). Em um estágio final de impactos cataclísmicos, uma pequena quantidade desses corpos maiores – cuja atração gravitacional é também maior – arrastou os outros para formar os nossos nove planetas em suas órbitas atuais. A formação de planetas foi rápida, provavelmente 10 milhões de anos após a condensação da nebulosa.

Quando os planetas se formaram, aqueles cujas órbitas estavam mais próximas do Sol desenvolveram-se de maneira marcadamente diferente daqueles com órbitas mais afastadas. Assim, a composição dos planetas interiores é muito diferente daquela dos planetas exteriores.

**OS PLANETAS TERRESTRES** Os quatro planetas interiores, em ordem de proximidade do Sol, são: Mercúrio, Vênus, Terra e Marte (**Figura 9.3**), também conhecidos como **planetas terrestres** ("parecidos com a Terra"). Eles cresceram próximos ao Sol, onde as condições foram tão quentes que a maioria dos materiais voláteis – aqueles que se tornaram gases e evaporaram em temperaturas relativamente baixas – não pôde ser retida. O fluxo de radiação e matéria proveniente do Sol (vento solar) impeliu a maior parte do hidrogênio, do hélio, da água e de outros gases e líquidos leves que havia nesses planetas. Dessa forma, os planetas interiores formaram-se principalmente da matéria densa deixada para trás, que incluiu silicatos formadores de rochas e metais como o ferro e o níquel. A partir da datação isotópica dos meteoritos, que ocasionalmente golpeiam a Terra e são tidos como remanescentes do período pré-planetário, deduzimos que os planetas interiores começaram a acrescer há cerca de 4,56 bilhões de anos (ver Capítulo 8). Simulações por computador indicam que eles teriam crescido até o tamanho de planeta em um intervalo de tempo impressionantemente curto, de menos de 10 milhões de anos.

**OS PLANETAS EXTERIORES GIGANTES** A maioria dos materiais voláteis varridos da região dos planetas interiores foi impelida para a parte mais externa e fria do sistema solar para formar os planetas exteriores gigantes – Júpiter, Saturno, Urano e Netuno – e seus satélites. Os planetas gigantes, suficientemente grandes e com forte atração gravitacional, varreram os constituintes mais leves da nebulosa. Assim, embora tenham núcleos rochosos e ricos em metais, eles (como o Sol) são compostos predominantemente por hidrogênio e hélio, além de outros constituintes leves da nebulosa original.

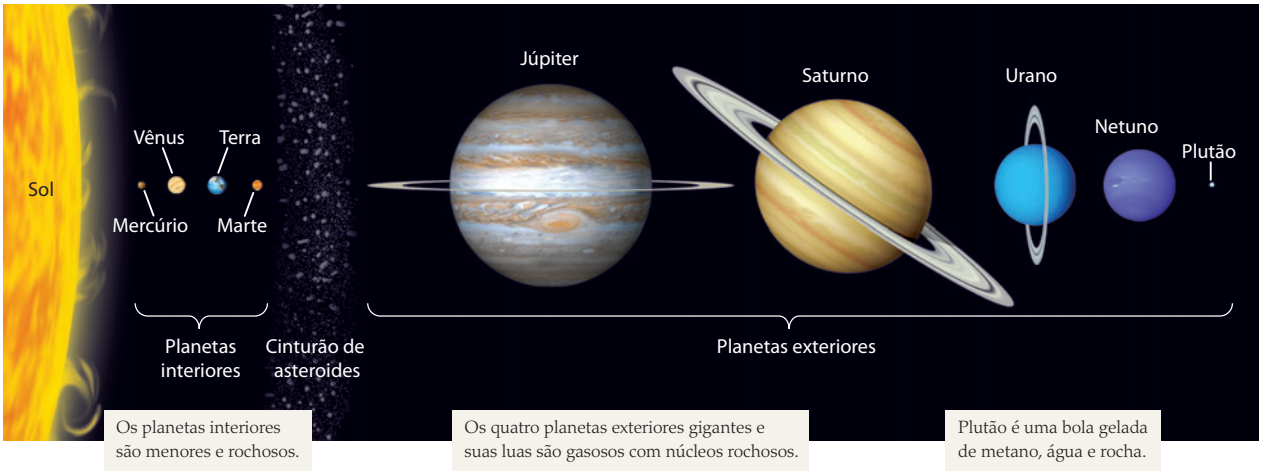



**FIGURA 9.3** ■ O sistema solar. A figura mostra o tamanho relativo dos planetas e o cinturão de asteroides que separa os planetas interiores dos planetas exteriores. Embora considerado um dos nove planetas desde sua descoberta em 1930, a União Astronômica Internacional retirou essa condição de Plutão em 2006. Com essa revisão, existem apenas oito planetas verdadeiros, e não nove.

## Corpos pequenos do sistema solar

Nem todos os materiais da nebulosa solar transformaram-se em planetas. Alguns planetesimais foram coletados entre as órbitas de Marte e Júpiter para formar o *cinturão de asteroides* (ver Figura 9.3). Essa região agora contém mais de 10 mil **asteroides** com diâmetros maiores do que 10 km e aproximadamente 300 com mais de 100 km. O maior é Ceres, que tem 930 km de diâmetro. A maioria dos **meteoritos** – blocos de material do espaço externo que atingem a Terra – são pedaços minúsculos de asteroides ejetados do cinturão de asteroides durante colisões entre eles. Os astrônomos acreditavam, inicialmente, que os asteroides eram remanescentes de um grande planeta que havia se rompido nos primórdios da história do sistema solar, mas agora sabe-se que são pedaços que nunca coalesceram em um planeta, provavelmente em função da influência gravitacional de Júpiter.

Outro grupo importante de corpos pequenos e sólidos são os *cometas*, agregações de poeira e gelo que condensaram nas extensões mais frias da nebulosa solar. Talvez haja muitos milhões de cometas com diâmetros maiores do que 10 km. A maioria dos cometas orbita o Sol muito além dos planetas externos, formando "halos" concêntricos em torno do sistema solar. De tempos em tempos, colisões ou quase colisões arremessam um cometa em uma órbita que penetra o sistema solar interior. Podemos, então, observá-lo como um objeto brilhoso com uma cauda de gases soprados para longe do Sol pelo vento solar. Talvez o mais famoso deles seja o cometa Halley, que tem período orbital de 76 anos e foi visto pela última vez em 1986. Os cometas são intrigantes para os geólogos porque oferecem pistas sobre os componentes mais voláteis da nebulosa solar, inclusive água e compostos ricos em carbono, os quais existem em abundância nos cometas.

## A Terra primitiva: formação de um planeta em camadas

Sabemos que a Terra é um planeta em camadas com núcleo, manto e crosta, circundado por um oceano líquido e uma atmosfera gasosa (ver Capítulo 1). Como, a partir de uma massa rochosa, a Terra evoluiu até um planeta vivo, com continentes, oceanos e uma atmosfera? A resposta reside na **diferenciação gravitacional**: a transformação de blocos aleatórios de matéria primordial em um corpo cujo interior é dividido em camadas concêntricas, que diferem umas das outras tanto física como quimicamente. A diferenciação gravitacional ocorreu nos primeiros momentos da história da Terra, quando o planeta adquiriu calor suficiente para se fundir.

## Aquecimento e fusão da Terra primordial

Embora tenha provavelmente começado como uma acumulação de planetesimais e outros remanescentes da nebulosa solar, a Terra não reteve essa forma por muito tempo. Para entender a atual estrutura em camadas da Terra, devemos retornar ao tempo em que ela foi exposta aos violentos impactos dos planetesimais e de corpos maiores. À medida que esses objetos colidiam com o planeta primitivo, a maior parte de sua energia de movimento (energia cinética) era convertida em calor – outra forma de energia –, que causava a fusão. Um planetesimal colidindo com a Terra a uma velocidade típica de 15 a 20 km/s liberaria uma energia cinética equivalente a 100 vezes o seu peso em TNT.[1] A energia de impacto de um corpo com o tamanho de Marte colidindo com a Terra seria equivalente a explodir vários trilhões de bombas nucleares de 1 me-

gaton (uma só destruiria uma grande cidade). Isso seria suficiente para ejetar no espaço uma grande quantidade de detritos e fundir a maior parte do que restou da Terra.

Muitos cientistas agora pensam que tal cataclismo de fato ocorreu durante os estágios tardios de acrescimento da Terra. Um grande impacto por um corpo do tamanho de Marte criou uma chuva de detritos, tanto da Terra como do corpo impactante, que se propalou para o espaço. A Lua agregou-se a partir desses detritos (**Figura 9.4**). Segundo essa teoria, a Terra teria se reconstituído como um corpo com camada externa com espessura de quilômetros – um *oceano magmático*. Esse monumental impacto acelerou a velocidade de rotação da Terra e mudou seu eixo rotacional, golpeando-o da posição vertical em relação ao plano orbital da Terra para sua atual inclinação de 23°.[2] Tudo isso há cerca de 4,51 bilhões de anos, entre o início do período de acrescimento da Terra (4,56 bilhões de anos) e a idade das rochas mais antigas da Lua (4,47 bilhões de anos) trazidas pelos astronautas da Apollo.

Outra fonte de calor que teria causado a fusão nos primórdios da história da Terra foi a radioatividade. Os elementos radioativos emitem calor quando decaem. Embora presente apenas em quantidades pequenas, os isótopos radioativos de urânio, tório e potássio continuaram a manter o interior da terra quente.

## Diferenciação entre núcleo, manto e crosta da Terra

Por consequência do enorme impacto e da energia absorvida durante a formação da Terra, seu interior aqueceu-se até um estado "leve" (menos denso), no qual seus componentes podiam mover-se de um lado para outro. O material pesado mergulhou para o núcleo, liberando energia gravitacional e causando mais fusão, e o material mais leve flutuou para a superfície e formou a crosta. A emersão do material mais leve carregou consigo calor interno para a superfície, de onde ele poderia irradiar-se para o espaço. Dessa forma, a Terra foi transformada em um planeta diferenciado ou zoneado em três camadas principais: um núcleo central, um manto e uma crosta externa (**Figura 9.5**).

**NÚCLEO DA TERRA** O ferro, mais denso que a maioria dos outros elementos, correspondia a cerca de um terço do material do planeta primitivo (ver Figura 1.12). O ferro e outros elementos pesados, como o níquel, mergulharam para formar o *núcleo*, o qual começa a uma profundidade de cerca de 2.890 km. Por meio de sondagem com ondas sísmicas, os cientistas descobriram que o núcleo é líquido na parte externa, mas sólido em uma região chamada de *núcleo interno*, que se estende desde uma profundidade de

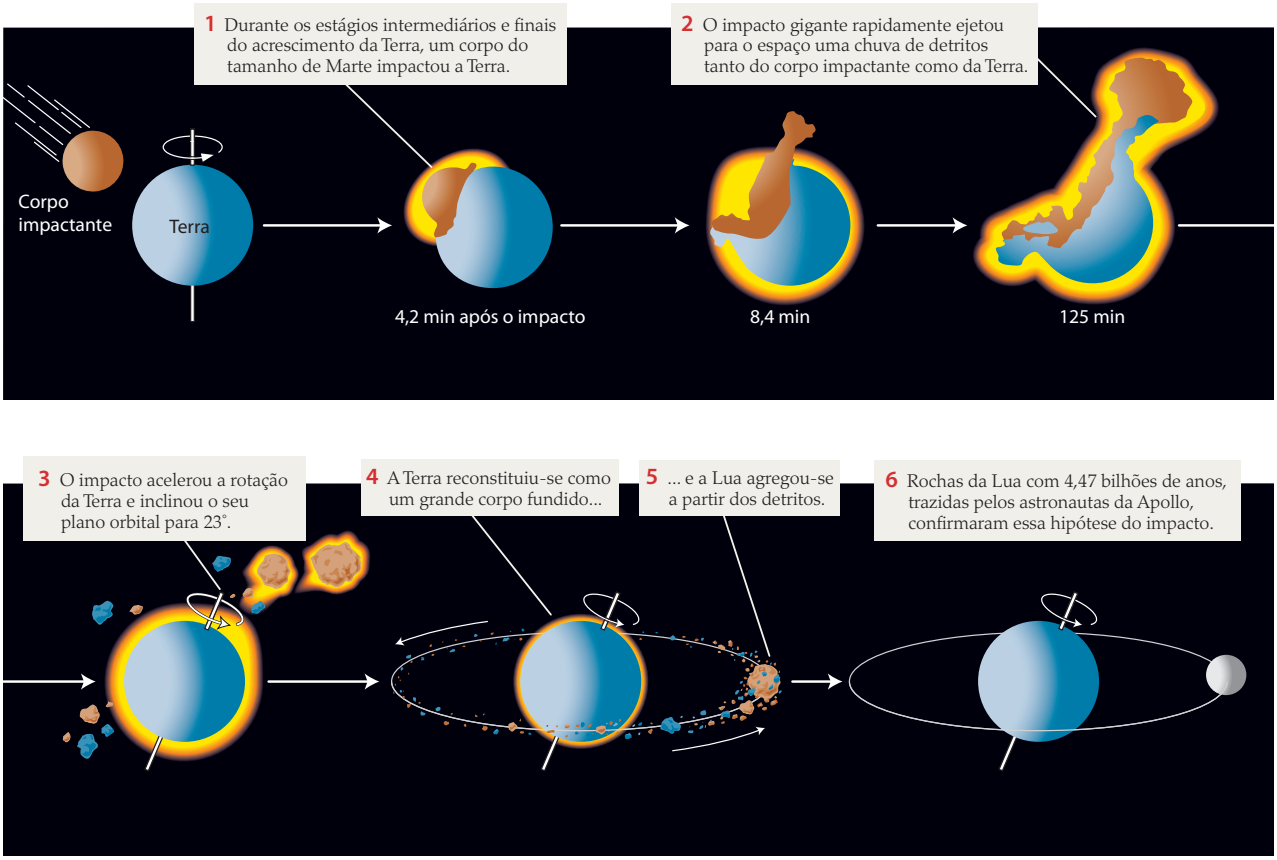



**FIGURA 9.4** ■ Simulação computadorizada do impacto na Terra de um corpo do tamanho de Marte. [*Solid-Earth Sciences and Society*. Washington, D.C.: National Research Council, 1993]

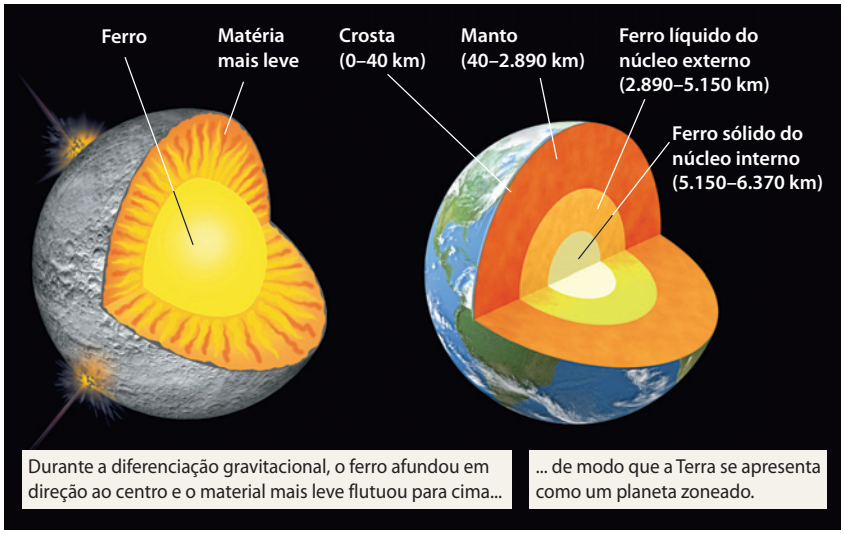



**FIGURA 9.5** ■ A diferenciação gravitacional da Terra primordial resultou em um planeta com três camadas principais.

cerca de 5.150 km até o centro da Terra, a cerca de 6.370 km. Hoje o núcleo interno é sólido porque a pressão no centro é muito alta para o ferro fundir-se.

**CROSTA DA TERRA** Outros materiais líquidos e menos densos do que o ferro e o níquel flutuaram em direção à superfície do oceano de magma. Aí se resfriaram para formar a *crosta* sólida da Terra, que atualmente tem espessura variando de aproximadamente 7 km no assoalho oceânico até cerca de 40 km nos continentes. Sabemos que a crosta oceânica é constantemente gerada por expansão do fundo oceânico e reciclada no manto por subducção. Em contrapartida, a crosta continental começou a acumular-se nos primórdios da história da Terra, a partir de silicatos de densidade relativamente baixa com uma composição félsica e baixas temperaturas de fusão. Esse contraste entre a crosta oceânica densa e a crosta continental menos densa é o que ajuda a conduzir a crosta oceânica em zonas de subducção, enquanto a crosta continental resiste à subducção.

Recentemente, no oeste da Austrália (ver Capítulo 8), um fragmento do mineral zircão foi datado com a idade de 4,4 bilhões de anos, sendo o mais antigo material terrestre já descoberto. Análises químicas indicam que ele foi formado próximo à superfície, na presença de água, sob condições relativamente frias. Essa descoberta sugere que a Terra resfriou-se o suficiente para formar uma crosta somente 100 milhões de anos depois de ter se reconstituído do gigantesco impacto que produziu a Lua.

**MANTO DA TERRA** Entre o núcleo e a crosta encontra-se o *manto*, uma região que forma a maior parte da Terra sólida. O manto é o material deixado na zona intermediária depois que grande quantidade da matéria mais densa afundou e a matéria menos densa emergiu. O manto tem aproximadamente 2.850 km de espessura e consiste em rochas silicatas ultramáficas que contêm mais magnésio e ferro do que os silicatos crustais. A convecção no manto retira calor do interior da Terra (ver Capítulo 2).

Como era mais quente nos primórdios da história terrestre, o manto estava provavelmente entrando em convecção de modo mais vigoroso do que ocorre atualmente. Alguma forma de tectônica de placas pode ter estado em operação mesmo naquela época, embora as "placas" provavelmente fossem muito menores e mais delgadas, e é provável que as feições tectônicas fossem muito distintas dos cinturões lineares de montanhas e longas dorsais mesoceânicas que vemos hoje na superfície terrestre. Alguns cientistas acham que, atualmente, Vênus serve de analogia para esses processos há muito desaparecidos na Terra. Em breve, faremos uma comparação entre os processos tectônicos na Terra e em Vênus.

## A formação dos oceanos e da atmosfera da Terra

Os oceanos e a atmosfera podem ter sua origem rastreada no "nascimento úmido" da própria Terra. Os planetesimais que se agregaram para formar nosso planeta tinham gelo, água e outros voláteis, como nitrogênio e carbono, ligados nos minerais. Quando a Terra se aqueceu e seus materiais fundiram-se parcialmente, o vapor d'água e outros gases foram liberados e levados para a superfície pelos magmas, sendo lançados na atmosfera pela atividade vulcânica.

Os gases emitidos pelos vulcões há cerca de 4 bilhões de anos consistiam, provavelmente, nas mesmas substâncias que são expelidas dos vulcões atuais (embora não necessariamente na mesma quantidade relativa): a princípio hidrogênio, dióxido de carbono, nitrogênio, vapor d'água e alguns outros gases (**Figura 9.6**). Quase todo o hidrogênio escapou para o espaço exterior, enquanto os gases pesados envolveram o planeta. Parte do ar e da água também pode ter vindo de corpos do sistema solar externo ricos em voláteis, como cometas, que atingiram o planeta após sua formação. Incontáveis cometas podem ter bombardeado a Terra nos primórdios de sua história, fornecendo água, dióxido de carbono e gases que, assim,

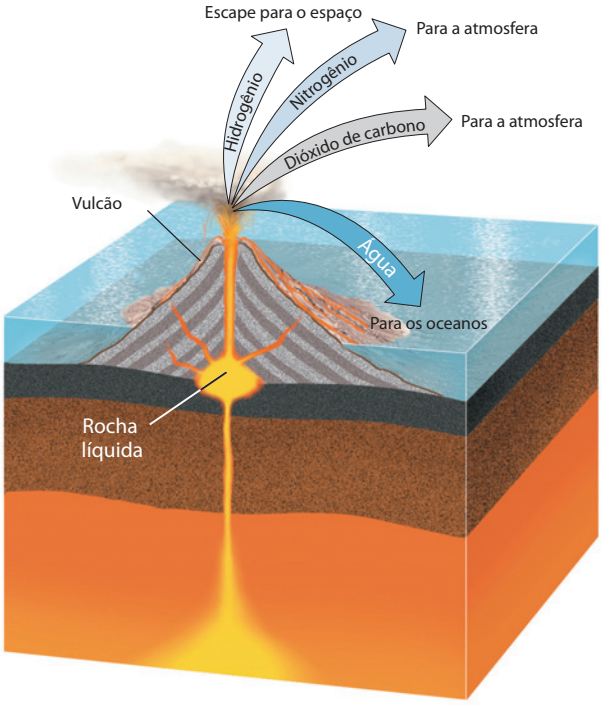



**FIGURA 9.6** ■ A atividade vulcânica primitiva contribuiu com o lançamento, para a atmosfera e os oceanos, de grandes quantidades de vapor d'água, dióxido de carbono e nitrogênio. O hidrogênio, devido à sua leveza, escapou para o espaço exterior.

deram origem aos oceanos e à atmosfera primitivos. Essa atmosfera primitiva era destituída de oxigênio, elemento que constitui 21% da atmosfera atual. O oxigênio não fazia parte da atmosfera até que organismos fotossintéticos evoluíssem, como veremos no Capítulo 11.

## A diversidade de planetas

Há cerca de 4,4 bilhões de anos, em menos de 200 milhões de anos desde sua origem, a Terra tornou-se um planeta inteiramente diferenciado. O núcleo ainda estava quente e em grande parte fundido, mas o manto estava razoavelmente bem solidificado, e uma crosta primitiva e seus continentes tinham começado a se desenvolver. Os oceanos e a atmosfera haviam se formado, e os processos geológicos que hoje observamos estavam iniciando seu funcionamento. Mas o que ocorreu com os outros planetas? Tiveram a mesma história inicial? Informações transmitidas pelas sondas espaciais indicam que todos os planetas terrestres sofreram diferenciação gravitacional para estruturas em camadas com um núcleo de ferro-níquel, um manto de silicato e uma crosta externa (Quadro 9.1).

*Mercúrio* tem uma tênue atmosfera, predominantemente formada por hélio. A pressão atmosférica na sua superfície é menor que um trilionésimo da pressão na Terra. Não há ação de ventos ou água para erodir e suavizar a antiga superfície desse planeta mais interno. Ele se assemelha com a Lua: predominantemente crateriforme e coberta por uma camada de detritos, os quais são os fragmentos remanescentes de bilhões de anos de impactos de meteoritos. Devido ao fato de não existir propriamente uma atmosfera e estar muito próximo do Sol, a superfície do planeta se aquece com temperaturas de 470°C durante o dia e esfria para –170°C à noite. Essa é a maior variação de temperatura conhecida no sistema solar.

A densidade média de Mercúrio é quase a mesma da Terra, embora seja um planeta muito menor. Considerando diferenças de pressão interna (lembre-se de que pressões maiores aumentam a densidade), os cientistas supõem que o núcleo de ferro-níquel de Mercúrio deve compor aproximadamente 70% de sua massa, uma proporção recorde para os planetas do sistema solar (o núcleo da Terra tem apenas um terço de sua massa). Talvez Mercúrio tenha perdido parte de seu manto de silicato em um impacto gigante. Outra possibilidade é que o Sol tenha vaporizado parte de seu manto durante uma fase inicial de radiação intensa. Os cientistas ainda estão debatendo essas hipóteses.

*Vênus* evoluiu para um planeta em que as condições superficiais ultrapassam a maioria das descrições do inferno. Ele está envolto em uma atmosfera pesada, vene-

**QUADRO 9.1** Características dos planetas terrestres e da Lua da Terra

| | Mercúrio | Vênus | Terra | Marte | Lua da Terra |
|---|---|---|---|---|---|
| Raio (km) | 2440 | 6052 | 6370 | 3388 | 1737 |
| Massa (Terra = 1) | 0,06 ($3{,}3 \times 10^{23}$ kg) | 0,81 ($4{,}9 \times 10^{24}$ kg) | 1,00 ($6{,}0 \times 10^{24}$ kg) | 0,11 ($6{,}4 \times 10^{23}$ kg) | 0,01 ($7{,}2 \times 10^{22}$ kg) |
| Densidade média ($g/cm^3$) | 5,43 | 5,24 | 5,52 | 3,94 | 3,34 |
| Período orbital (dias terrestres) | 88 | 224 | 365 | 687 | 27 |
| Distância do Sol ($\times 10^6$ km) | 57 | 108 | 148 | 228 | |
| Luas | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 |

nosa e incrivelmente quente (475°C), composta sobretudo por dióxido de carbono e nuvens de gotículas de ácido sulfúrico corrosivo. Um humano que permanecesse em sua superfície seria esmagado pela pressão, cozido pelo calor e corroído pelo ácido sulfúrico. Pelo menos 85% da superfície de Vênus é coberta por derrames de lavas. O restante é predominantemente montanhoso – evidência de que o planeta tem sido geologicamente ativo (**Figura 9.7**). Vênus é gêmeo da Terra em massa e tamanho, e seu núcleo parece ter o mesmo tamanho do núcleo terrestre, com partes líquidas e sólidas. Como pôde evoluir para um planeta tão diferente do nosso é uma questão que intriga os geólogos planetários.

*Marte* tem sofrido muitos dos mesmos processos que têm modelado a Terra (Figura 9.7). O Planeta Vermelho é consideravelmente menor do que a Terra, com apenas cerca de um décimo da massa terrestre. No entanto, o núcleo marciano, assim como os núcleos da Terra e de Vênus, parece ter um raio de aproximadamente metade do raio do planeta e, como o do Terra, parece ter uma porção exterior líquida e uma interior sólida.

Marte conta com uma fina atmosfera composta quase inteiramente de dióxido de carbono. A água líquida não está presente na sua superfície atual – o planeta é tão frio e sua atmosfera tão delgada que a água ou congela ou evapora. Diversas evidências, entretanto, indicam que a água líquida foi abundante na superfície de Marte há mais de 3,5 bilhões de anos e que um grande volume de água sólida pode estar atualmente armazenado abaixo da superfície e nas calotas de gelo polar. A vida pode ter existido em um planeta Marte úmido de bilhões de anos atrás e pode existir hoje como micróbios sob a superfície.

A maior parte da superfície do planeta tem mais de 3 bilhões de anos. Na Terra, ao contrário, grande parte da superfície de mais de 500 milhões de anos foi obliterada pelas atividades combinadas dos sistemas de tectônica de placas e do clima. Mais adiante neste capítulo, será feita uma comparação dos processos superficiais na Terra e em Marte em maior detalhe.

Além da Terra, a *Lua* é o outro corpo mais bem conhecido do sistema solar devido à sua proximidade e aos programas de exploração tripulada e não tripulada que foram projetados para explorá-la. Em geral, os materiais da Lua são mais leves que os da Terra, porque a matéria mais pesada do gigante corpo colidente e a de seu alvo primitivo permaneceram encravadas na Terra. Portanto, o núcleo lunar é pequeno, constituindo apenas cerca de 20% da massa lunar.

A Lua não tem atmosfera e é predominantemente muito seca, tendo perdido sua água devido ao calor gerado pelo enorme impacto. Há algumas evidências novas, a partir de observações de sondas espaciais, de que pode existir gelo em pequenas quantidades em crateras profundas e sombrias nos polos norte e sul da Lua. A superfície lunar intensamente crateriforme que vemos hoje é aquela de um corpo muito velho e geologicamente inativo, que data de um período primitivo na história do sistema solar, quando impactos formadores de crateras eram bastante frequentes. Assim que a topografia é criada em qualquer corpo planetário, a tectônica de placas e os processos climáticos trabalharão para "retrazê-la à superfície", assim como ocorreu em Vênus e em Marte. Porém, na ausência desses processos, o planeta permanecerá muito semelhante a como era logo após sua formação. Desta forma, os terrenos intensamente crateriformes de corpos plane-

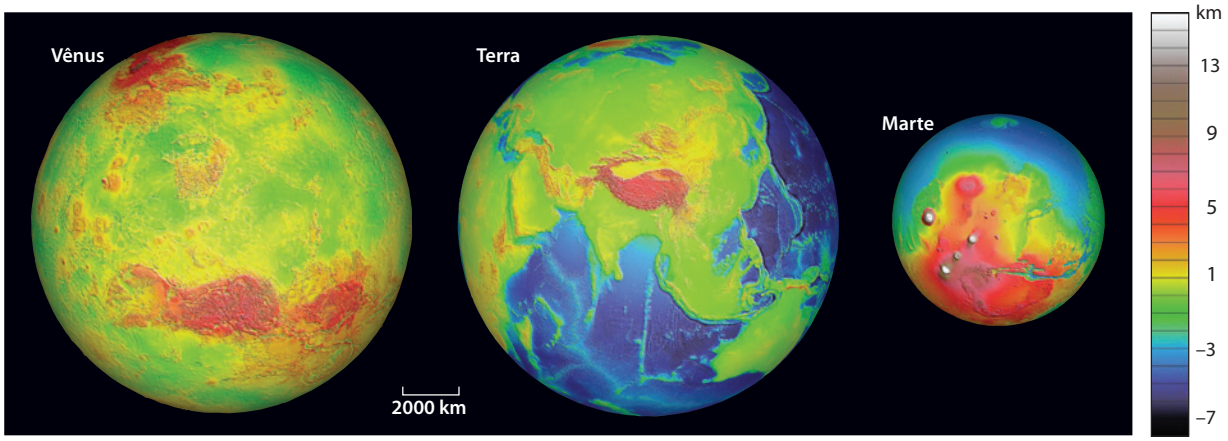



**FIGURA 9.7** ■ Uma comparação das superfícies sólidas de Vênus, Terra e Marte, todas na mesma escala. A topografia de Marte, que mostra o maior contraste, foi medida entre 1998 e 1999 por meio de um altímetro a *laser* a bordo da sonda orbitadora *Mars Global Surveyor* ("Topografia Global de Marte"). A de Vênus, que mostra o menor contraste altitúdico, foi medida entre 1990 e 1993 por um altímetro de radar, a bordo da sonda orbitadora *Magellan* ("Magalhães"). A topografia da Terra, dominada pelos continentes e oceanos e com contraste intermediário, foi sintetizada a partir de medidas altimétricas da superfície do solo, batimétricas dos oceanos, obtidas por navios, e medidas do campo gravimétrico, obtidas da superfície do assoalho oceânico por satélites orbitais da Terra. [Greg Neumann/MIT/GSFC/NASA]

tários pouco estudados, como Mercúrio, indicam a inexistência de um manto em convecção e de uma atmosfera.

Os planetas exteriores gigantes e gasosos – *Júpiter*, *Saturno*, *Urano* e *Netuno* – permanecerão como um quebra-cabeça por muito tempo. Essas imensas bolas de gases são quimicamente tão distintas e tão grandes que devem ter seguido uma trajetória evolutiva inteiramente diferente daquela dos pequenos planetas telúricos. Acredita-se que todos os quatro planetas gigantes tenham núcleos rochosos, ricos em sílica e em ferro e circundados por conchas espessas de hidrogênio líquido e hélio. Dentro de Júpiter e de Saturno, as pressões tornam-se tão altas que os cientistas acreditam que o hidrogênio transforma-se em metal.

Exatamente o que está além da órbita de Netuno, o planeta gigante mais distante, permanece um mistério. O minúsculo *Plutão*, que já foi considerado o nono planeta, é uma estranha mistura congelada de gás, gelo e rocha com uma órbita incomum que, por vezes, aproxima-o mais do Sol do que de Netuno. Plutão, junto com "2003 UB313" e outros dois corpos que compartilham seus atributos – tamanho minúsculo, órbita incomum, composição de rocha, gelo e gás – agora é conhecido como um **planeta anão**. Os planetas anões estão em um cinturão de corpos gelados que é a região de origem dos cometas que periodicamente passam pelo sistema solar interior. É provável que outros objetos do tamanho de planetas anões sejam encontrados à medida que explorarmos as regiões exteriores do sistema solar. Uma espaçonave chamada de *New Horizons* ("Novos Horizontes") visitará Plutão a partir de 2015.

## O que há em uma face? A idade e a compleição das superfícies planetárias

Assim como os membros de uma família, os quatro planetas terrestres são um pouco semelhantes entre si. São todos planetas diferenciados, com um núcleo de ferro-níquel, manto de silicato e crosta exterior. Porém, como já vimos, não há gêmeos nessa família. Seus tamanhos e massas distintos, além de suas distâncias variáveis do Sol, distinguem esses quatro planetas, sobretudo suas superfícies.

Assim como rostos humanos, as faces dos planetas revelam suas idades. Em vez de formar rugas conforme envelhecem, as superfícies de planetas terrestres são marcadas por crateras. As superfícies de Mercúrio, Marte e da Lua são intensamente crateriformes e, portanto, obviamente antigas. Por outro lado, Vênus e a Terra têm muito poucas crateras, porque suas superfícies são muito mais novas. Nesta seção, estudaremos as superfícies planetárias para aprender sobre os processes tectônicos e climáticos que as modelaram. A Terra foi excluída porque é o assunto principal deste livro-texto, e Marte será apenas brevemente mencionado porque sua superfície é descrita em maior detalhe na próxima seção.

**FIGURA 9.8** ■ A Lua tem dois tipos de terreno: as terras altas lunares, com muitas crateras, e as terras baixas lunares, ou mares, com poucas crateras. Os mares parecem mais escuros devido à presença de basaltos abundantes que fluíram através de suas superfícies mais de 3 bilhões de anos atrás. [NASA/JPL]

## O homem na Lua: uma escala de tempo planetária

Se você olhar a face da Lua com binóculos em uma noite de céu claro, verá dois tipos distintos de terreno: áreas irregulares que parecem ter cor clara com muitas crateras grandes, e áreas suaves e escuras, geralmente de formato circular, onde as crateras são pequenas ou quase ausentes (**Figura 9.8**). As regiões de cor clara são as *terras altas* montanhosas da Lua, que cobrem aproximadamente 80% da superfície. As regiões escuras são planícies de baixo relevo chamadas de *mares lunares*, porque pareciam mares para os primeiros observadores restritos à superfície da Terra. É o contraste entre as terras altas e os mares que forma o padrão que podemos ver da Terra como sendo o "homem na Lua".

Nos preparativos para as missões Apollo à Lua, geólogos como Gene Shoemaker (**Figura 9.9**) desenvolveram uma escala de tempo relativa para a formação de superfícies lunares baseada nos seguintes princípios simples:

- As crateras estão ausentes em uma superfície geológica nova; superfícies mais antigas têm mais crateras do que as mais novas.
- Impactos de corpos pequenos são mais frequentes do que impactos de corpos grandes; assim, as superfícies mais antigas têm crateras maiores.
- Crateras de impacto mais recente cortam transversalmente ou cobrem as mais antigas.

Com a aplicação desses princípios e pelo mapeamento do número e do tamanho das crateras – um procedimento conhecido como *contagem de crateras* –, os geólogos demonstraram que as terras altas lunares são mais antigas do que os mares. Eles interpretaram os mares como sendo bacias formadas pelos impactos de asteroides ou cometas que foram, subsequentemente, inundadas por basaltos,

**FIGURA 9.9** ■ O astrogeólogo Eugene Shoemaker lidera uma viagem de treinamento para astronautas na borda da Cratera de Barringer, no Arizona, EUA, em maio de 1967. (A Figura 1.7b mostra uma visão panorâmica dessa cratera.) Shoemaker e outros geólogos usaram suas observações de crateras para desenvolver uma escala de tempo relativa para a datação de superfícies lunares. [U.S. Geological Survey]

que "repavimentaram" as bacias. Eles conseguiram associar diferentes partes da superfície da Lua a intervalos geológicos análogos aos da escala de tempo relativa desenvolvida por geólogos do século XIX para a Terra.

Nos dias pré-Apollo, ninguém sabia as idades absolutas dos mares ou das terras altas, mas a aposta era de que ambos eram muito antigos. O intenso craterismo evidente nas terras altas e os grandes impactos que formaram os mares eram consistentes com os resultados de modelos teóricos do sistema solar primitivo. Esses modelos previam um período chamado de **Bombardeio Pesado**, durante o qual os planetas colidiam frequentemente com os materiais residuais que ainda entulhavam o sistema solar depois de terem sido agrupados (**Figura 9.10**). De acordo com os modelos, o número e o tamanho de objetos impactantes teria sido maior logo após a formação dos planetas e teria diminuído rapidamente à medida que os materiais foram varridos pelos planetas.

Aplicando os métodos de datação isotópica descritos no Capítulo 8 a amostras de rochas trazidas pelos astronautas da Apollo, os geólogos puderam calibrar a escala de tempo absoluta para a Lua que haviam desenvolvido por contagem de crateras. Sem dúvida, as terras altas eram mesmo bem antigas (4,4 a 4,0 bilhões de anos de idade), e os mares, mais novos (4,0 a 3,2 bilhões de anos de idade). A **Figura 9.11** mostra um gráfico dessas idades na fita de tempo geológico.

No entanto, as idades relativamente novas dos mares acabaram virando um quebra-cabeça. As melhores simulações computadorizadas do Bombardeio Pesado indicaram que ele deveria ter acabado de modo bastante rápido, talvez em algumas centenas de milhões de anos, ou mesmo menos. Por que, então, alguns dos maiores impactos observados na Lua – os que formaram os mares – ocorreram tão tarde na história lunar?

As simulações perderam um evento importante. A taxa pela qual objetos grandes atingiram a Lua diminuiu rapidamente, conforme as simulações previram, mas depois aumentaram novamente em um período conhecido como Bombardeio Pesado *Tardio*, que ocorreu entre 4,0 e 3,8 bilhões de anos atrás (ver Figura 9.10). A explicação desse evento ainda é polêmica, mas é provável que pequenas mudanças nas órbitas de Júpiter e Saturno há cerca de 4 bilhões de anos (causadas por suas interações gravitacionais à medida que se assentavam nas órbitas atuais) perturbaram as órbitas dos asteroides. Alguns dos asteroides foram arremessados para o sistema solar interior, onde colidiram com a Lua e com os planetas terrestres, inclusive com a Terra. O Bombardeio Pesado Tardio explica por que tão poucas rochas na Terra têm idades

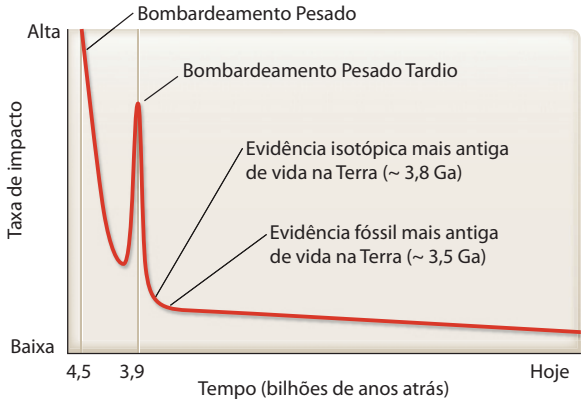



**FIGURA 9.10** ■ O número de impactos planetares variou ao longo da história do sistema solar. Após a formação dos planetas, eles continuaram a colidir com a matéria residual que ainda entulhava o sistema solar. Essas colisões diminuíram gradualmente durante os primeiros 500 milhões de anos de desenvolvimento planetário. Porém, houve outro período de impactos frequentes, conhecido como Bombardeio Pesado Tardio, que atingiu seu pico há aproximadamente 3,9 bilhões de anos. (Ga, bilhões de anos atrás.)

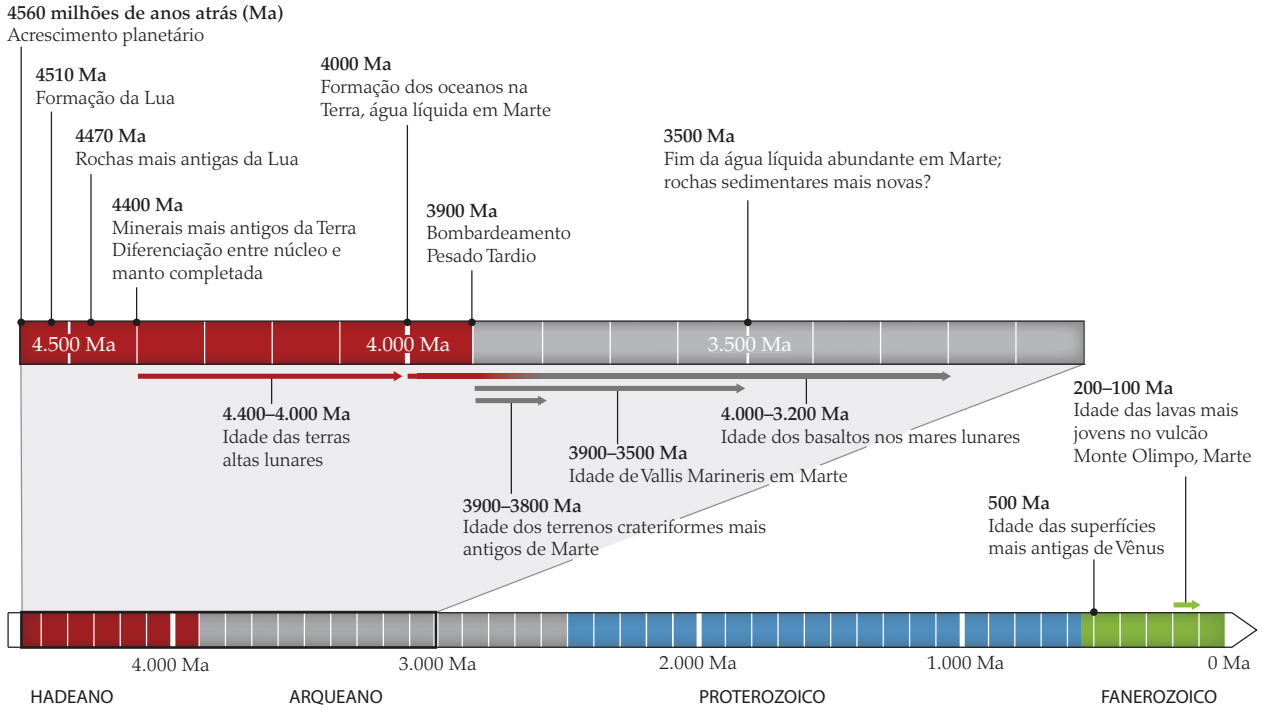



**FIGURA 9.11** ■ Ao calibrar a escala de tempo relativa desenvolvida por contagem de crateras com as idades absolutas de rochas lunares, os geólogos construíram uma escala do tempo geológico para planetas terrestres. (Ma, milhões de anos atrás.)

maiores do que 3,9 bilhões de anos. É o Bombardeio Pesado Tardio que marca o final do Éon Hadeano e o início do Éon Arqueano (ver Figura 9.11).

A escala de tempo desenvolvida pela primeira vez para a Lua por contagem de crateras foi ampliada a outros planetas, considerando as diferenças de taxas de impacto como resultado da massa de cada planeta e de sua posição no sistema solar.

## Mercúrio: o planeta antigo

A topografia de Mercúrio quase não é compreendida. A *Mariner 10* foi a primeira e única espaçonave a visitar Mercúrio quando voou pelo planeta em março de 1974. Ela mapeou menos da metade do planeta, e temos uma vaga ideia do que está no outro lado.

A *Mariner 10* confirmou que Mercúrio tem uma superfície altamente crateriforme e geologicamente inativa. Ele tem a superfície mais antiga de todos os planetas terrestres (**Figura 9.12**). Entre suas antigas crateras grandes estão planícies mais novas, que provavelmente são vulcânicas, como os mares lunares. As imagens da *Mariner 10* mostram uma diferença de cor entre as crateras e as planícies que dá suporte a essa hipótese. Diferentemente da Terra e de Vênus, Mercúrio mostra muito poucas feições que resultam claramente do remodelamento de sua superfície causado por forças tectônicas.

Em muitos aspectos, a face de Mercúrio é muito semelhante à da Lua da Terra. Os dois corpos são similares

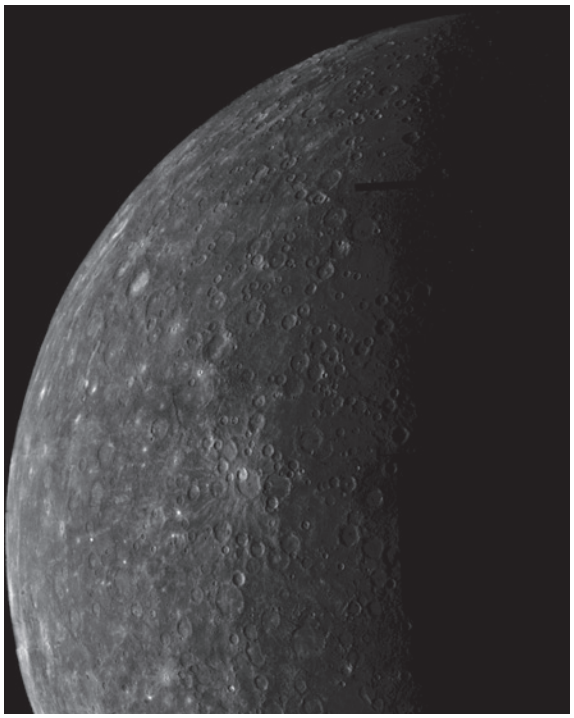


**FIGURA 9.12** ■ Mercúrio tem uma superfície altamente crateriforme, semelhante à da Lua da Terra. [NASA/JPL/Northwestern University]

em tamanho e massa, e a maior parte de sua atividade tectônica ocorreu no primeiro bilhão de anos de suas histórias. Porém, existe uma diferença interessante. A face de Mercúrio tem diversas cicatrizes, marcadas por escarpas com quase 2 km de altura e atingindo até 500 km de comprimento (**Figura 9.13**). Tais feições são comuns em Mercúrio, mas raras em Marte e ausentes na Lua. Esses penhascos parecem ter resultado da compressão horizontal da crosta frágil, que formou falhas enormes de cavalgamento (ver Capítulo 7). Alguns geólogos acham que elas se formaram durante o resfriamento da crosta do planeta imediatamente após sua formação.

Em 3 de agosto de 2004, a primeira missão a Mercúrio em 30 anos foi lançada com êxito. Se tudo correr bem, a espaçonave *Messenger* chegará e entrará em uma órbita em torno de Mercúrio em março de 2011. A *Messenger* fornecerá informações sobre a composição da superfície de Mercúrio, sua história geológica e seu manto e núcleo, além de buscar evidências de gelo e de outros gases congelados, como dióxido de carbono, nos polos do planeta.

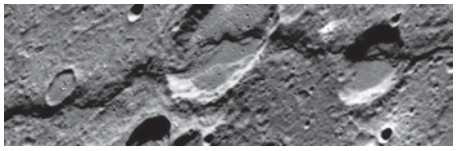


**FIGURA 9.13** ■ Acredita-se que a escarpa prominente que serpenteia por esta imagem de Mercúrio tenha se formado à medida que a crosta do planeta foi comprimida, possivelmente durante o resfriamento após sua formação. Observe que a escarpa deve ser mais nova do que as crateras que ela desloca. [NASA/JPL/Northwestern University]

## Vênus: o planeta vulcânico

Vênus é nosso vizinho planetário mais próximo, muitas vezes claramente visível no céu logo antes do pôr do sol. Ainda assim, nas primeiras décadas da exploração espacial, Vênus frustou os cientistas. Todo o planeta está envolto em uma neblina densa de dióxido de carbono, vapor d'água e ácido sulfúrico, evitando que os cientistas estudem sua superfície com telescópios e câmeras comuns. Embora muitas espaçonaves tenham sido enviadas a Vênus, apenas algumas conseguiram penetrar nessa neblina ácida, e as primeiras que tentaram pousar na superfície foram esmagadas sob o enorme peso de sua atmosfera.

Foi só em 10 de agosto de 1990, após percorrer 1,3 bilhão de quilômetros, que a espaçonave *Magellan* chegou a Vênus e obteve as primeiras fotografias de alta resolução de sua superfície (**Figura 9.14**). A *Magellan* fez isso usando dispositivos de *radar* (abreviação do inglês *radio detection and ranging*, "detecção e telemetria pelo rádio") semelhantes às câmeras que os policiais usam para fiscalizar limites de velocidade (eles "veem" à noite, e através da neblina, para registrar sua velocidade). Câmeras de radar formam imagens refletindo ondas de rádio em superfícies estacionárias (como as dos planetas) ou em movimento (como as dos carros).

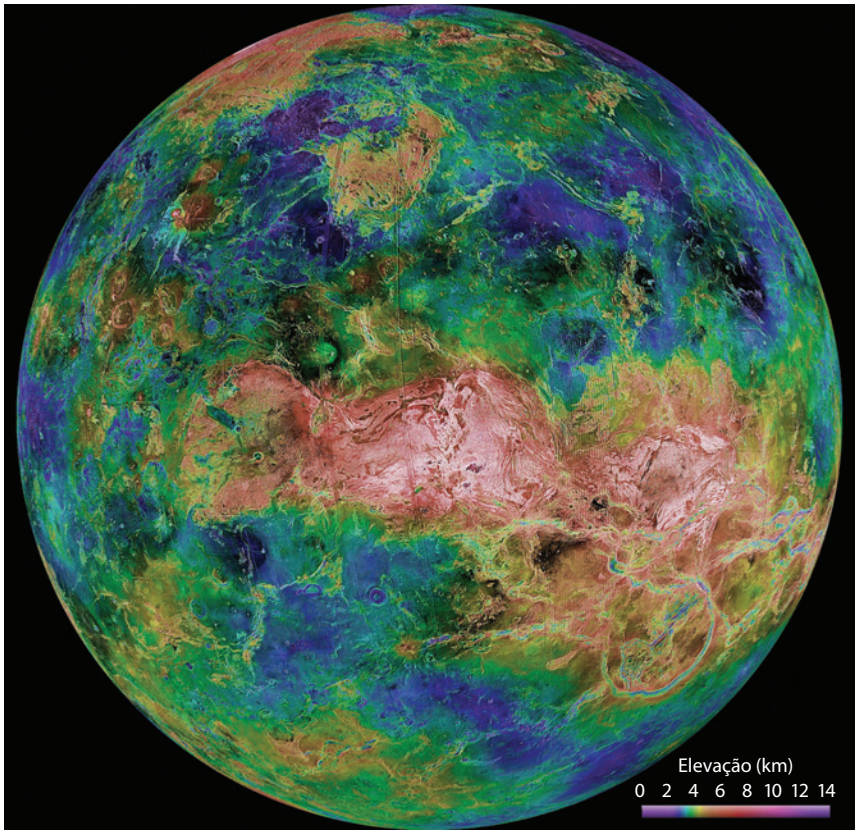
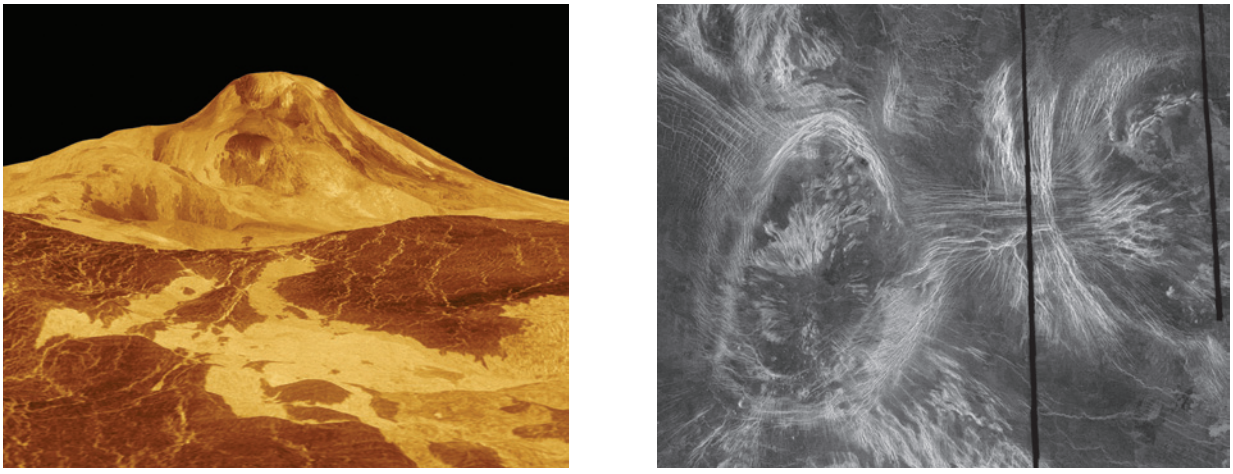



**FIGURA 9.14** ■ Este mapa topográfico de Vênus baseia-se em mais de uma década de mapeamento, culminando na missão Magellan de 1990-1994. Variações regionais de elevação são ilustradas pelas terras altas (cor de canela), o terreno montanhoso (cor verde) e as terras baixas (cor azul). Vastas planícies de lava encontram-se nas terras baixas. [NASA/USGS]



(a) (b)

**FIGURA 9.15** ■ Vênus é um planeta tectonicamente ativo com muitas feições de superfície. (a) Maat Mons, uma montanha vulcânica que pode ter até 3 km de altura e 500 km de comprimento. (b) Feições vulcânicas chamadas de coronas não são observadas em nenhum outro planeta além de Vênus. As linhas visíveis que definem as coronas são fraturas, falhas e dobras produzidas quando uma grande bolha de lava quente entrou em colapso como um suflê murcho. Cada corona tem algumas centenas de quilômetros de extensão. [Imagens da NASA/USGS]

As imagens que a *Magellan* retornou à Terra mostram claramente que, por trás de sua neblina, Vênus é um planeta surpreendentemente diverso e tectonicamente ativo com montanhas, planícies, vulcões e vales em rifte. As planícies da terra baixa de Vênus – as regiões azuis na Figura 9.14 – têm bem menos crateras do que os mares mais novos da Lua, indicando que devem ser ainda mais novos. Estimativas de idade variam de 1.600 milhões a 300 milhões de anos. Como não há chuva em Vênus, há muito pouca erosão e, por isso, as feições que vemos hoje foram "fixa-

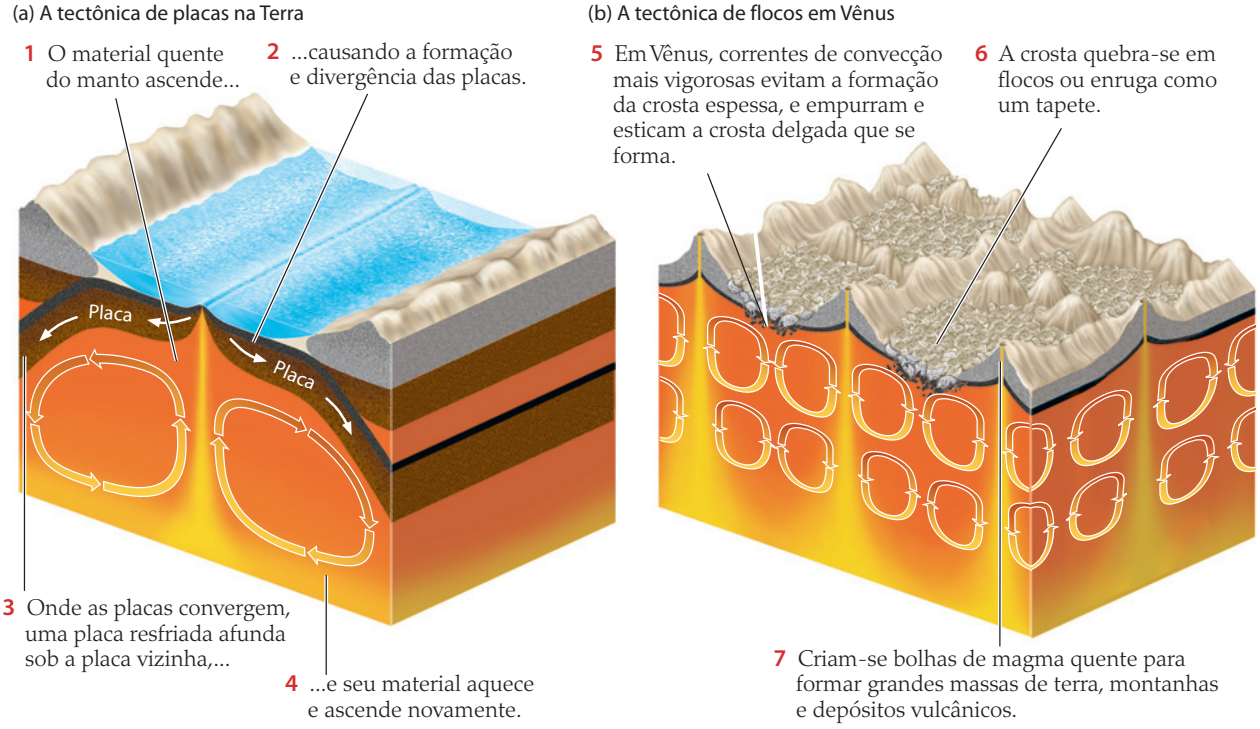



**FIGURA 9.16** ■ A tectônica de flocos em Vênus é muito diferente da tectônica de placas na Terra, mas poderia ser semelhante aos processos tectônicos da Terra primitiva.

das" por todo esse tempo. O número relativamente baixo de crateras sugere que muitas crateras devem ter sido cobertas por lava e, portanto, que Vênus deve ter estado tectonicamente ativo em tempos relativamente recentes.

As planícies novas são pontilhadas por centenas de milhares de pequenos domos vulcânicos com 2 a 3 km de extensão e, talvez, cerca de 100 m de altura, que se formaram em locais onde a crosta de Vênus ficou muito quente. Também existem vulcões maiores e isolados, com até 3 km de altura e 500 km de extensão, semelhantes aos vulcões-escudo das Ilhas Havaianas (**Figura 9.15a**). A *Magellan* também observou feições circulares incomuns, chamadas de *coronas*, que parecem resultar de bolhas de lava quente que se elevaram, criaram uma grande saliência na superfície e, depois, afundaram, causando o colapso do domo e deixando um largo anel que se assemelha a um suflê murcho (Figura 9.15b).

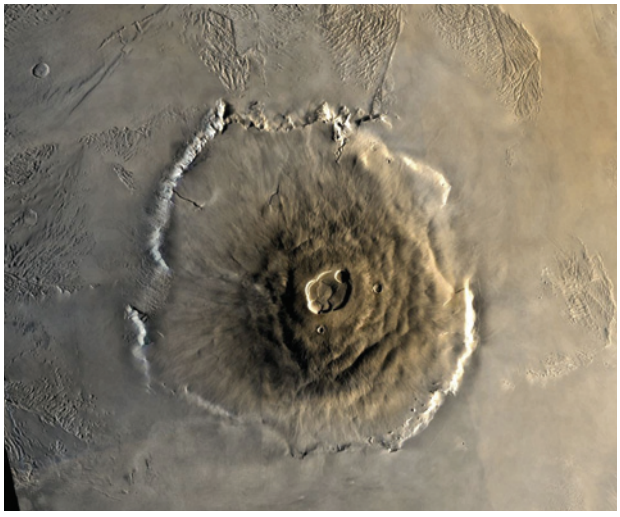
Como Vênus tem tanta evidência de vulcanismo generalizado, foi denominado de Planeta Vulcânico. Vênus tem um manto em convecção como o da Terra, em que o material quente ascende e o frio afunda (**Figura 9.16a**), mas, diferentemente deste, não parece ter placas espessas de litosfera rígida. Em vez disso, apenas uma fina crosta de lava solidificada encontra-se sobre o manto em convecção. À medida que as vigorosas correntes empurram e expandem a superfície, a crosta rompe-se em flocos ou enruga-se como um tapete, e criam-se bolhas de magma quente para formar grandes massas de terra e depósitos vulcânicos (Figura 9.16b). Os cientistas chamaram esse processo de **tectônica de flocos**. Quando a Terra era mais nova e mais quente, é possível que flocos, em vez de placas, tenham sido a principal expressão de sua atividade tectônica.

## Marte: o planeta vermelho

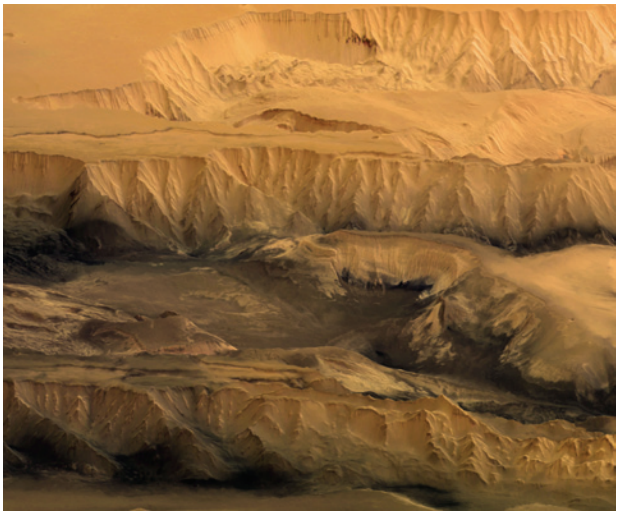
De todos os planetas, Marte tem a superfície mais parecida com a da Terra. Marte tem feições que sugerem que a água líquida já fluiu por sua superfície, e ainda pode existir água líquida em sua subsuperfície profunda. E onde há água, pode haver organismos vivos. Nenhum outro planeta no sistema solar tem tanta chance de abrigar vida extraterrestre quanto Marte.

A abundância de minerais de óxido de ferro na superfície de Marte é a origem do nome do Planeta Vermelho. Minerais de óxido de ferro são comuns na Terra e tendem a se formar onde ocorre o intemperismo de silicatos contendo ferro. Sabemos que muitos outros minerais comuns na Terra, como a olivina e o piroxênio, que se formam no basalto, também estão presentes em Marte. Porém, há outros minerais relativamente incomuns em Marte, como sulfatos, que registram uma fase mais antiga e mais úmida, quando a água líquida pode ter sido estável.

A topografia de Marte mostra uma variação de elevação maior do que a da Terra ou de Vênus (ver Figura 9.7). O Monte Olympus, com 25 km de altura, é um vulcão gigante e recentemente ativo – a montanha mais alta do sistema solar (**Figura 9.17a**). O cânion Vallis Marineris,



(a)



(b)

**FIGURA 9.17** ■ A topografia de Marte mostra uma alta variação de elevação. (a) O Monte Olympus é o vulcão mais alto do sistema solar, com pico quase 25 km acima das planícies circundantes. Ao redor do vulcão há uma escarpa voltada para o exterior com diâmetro de 550 km e diversos quilômetros de altura. Além da escarpa existe um fosso coberto com lava, provavelmente derivado do Monte Olympus. (b) O Vallis Marineris é o cânion mais extenso (4.000 km) e profundo (até 10 km) do sistema solar. Ele é cinco vezes mais profundo do que o Grand Canyon. Nesta imagem, o cânion está exposto como uma série de bacias delimitadas por falhas cujos lados entraram em colapso parcial (como no canto superior esquerdo), deixando pilhas de detritos de rochas. As paredes do cânion têm 6 km de altura aqui. As camadas das paredes do cânion sugerem deposição de rochas sedimentares ou vulcânicas antes do falhamento. [(a) NASA/USGS; (b) ESA/DLR/FU Berlin]

com 4.000 km de extensão e profundidade média de 8 km, cobre a mesma distância entre Nova York e Los Angeles e é cinco vezes mais profundo do que o Grand Canyon (Figura 9.17b). Recentemente, os geólogos descobriram evidências de antigos processos glaciais, quando mantos de gelo semelhantes aos que cobriram a América do Norte durante a idade do gelo mais recente, fluíram pela superfície de Marte. Finalmente, como a Lua, Mercúrio e Vênus, Marte tem terras altas antigas e terras baixas mais novas intensamente crateriformes. No entanto, ao contrário das de Mercúrio, de Vênus e da Lua, as terras baixas de Marte não são criadas apenas por fluxos de lava, mas também por sedimentos, rochas sedimentares e acúmulos de poeira carregada pelo vento.

A face de Marte pode ser sofisticada, mas nem sempre teve fácil leitura, apesar de ter sido visitada e vista mais do que qualquer outro planeta além da Terra. Porém, como veremos em breve, os segredos de Marte finalmente estão sendo revelados.

## Terra: não há lugar como a nossa casa

Cada vista da Terra destaca a beleza singular criada pelas influências avassaladoras da tectônica de placas, da água líquida e da vida. De seus céus e oceanos azuis, sua vegetação verde, montanhas acidentadas cobertas de neve e continentes em movimento, realmente não há lugar como a nossa casa. A aparência notável da Terra é mantida pelo delicado equilíbrio de condições necessárias para dar suporte e sustentar a vida.

As feições que definem a face de nosso planeta são discutidas em todo este livro-texto, mas um processo que merece uma revisão aqui é o craterismo. Os impactos de meteoritos e asteroides são preservados no registro geológico de todos os planetas terrestres, mas, em contraste com outros planetas, cujas superfícies estão basicamente congeladas no tempo, a Terra preserva muitos poucos vestígios de sua formação inicial. A reciclagem por tectônica de placas, que é ainda mais eficiente do que a tectônica de flocos em Vênus, repavimentou quase completamente a superfície de nosso planeta. As crateras que permanecem são muito mais novas do que o fim do Bombardeio Pesado Tardio e são preservadas inteiramente em continentes, que resistem à subducção (**Figura 9.18**).

Apesar disso, a Terra acumula muitos resíduos do espaço. Atualmente, cerca de 40.000 toneladas de material extraterrestre caem na Terra por ano, sendo que a maior parte é poeira e pequenos objetos imperceptíveis. Embora a taxa de impactos seja agora ordens de magnitude menor do que era durante o Bombardeio Pesado, um grande bloco de matéria de 1 a 2 km de tamanho ainda colide com a Terra a cada alguns milhões de anos aproximadamente. Ainda que essas colisões tenham se tornado raras, telescópios estão sendo utilizados para fazer buscas espaciais e alertar-nos com antecedência sobre corpos de tamanho considerável que possam golpear a Terra. Astrônomos da NASA há pouco previram "com probabilidade não desprezível" (1 chance em 300) que um asteroide com diâmetro de 1 km colidirá com a Terra em março de 2880. Tal evento ameaçaria a civilização humana.

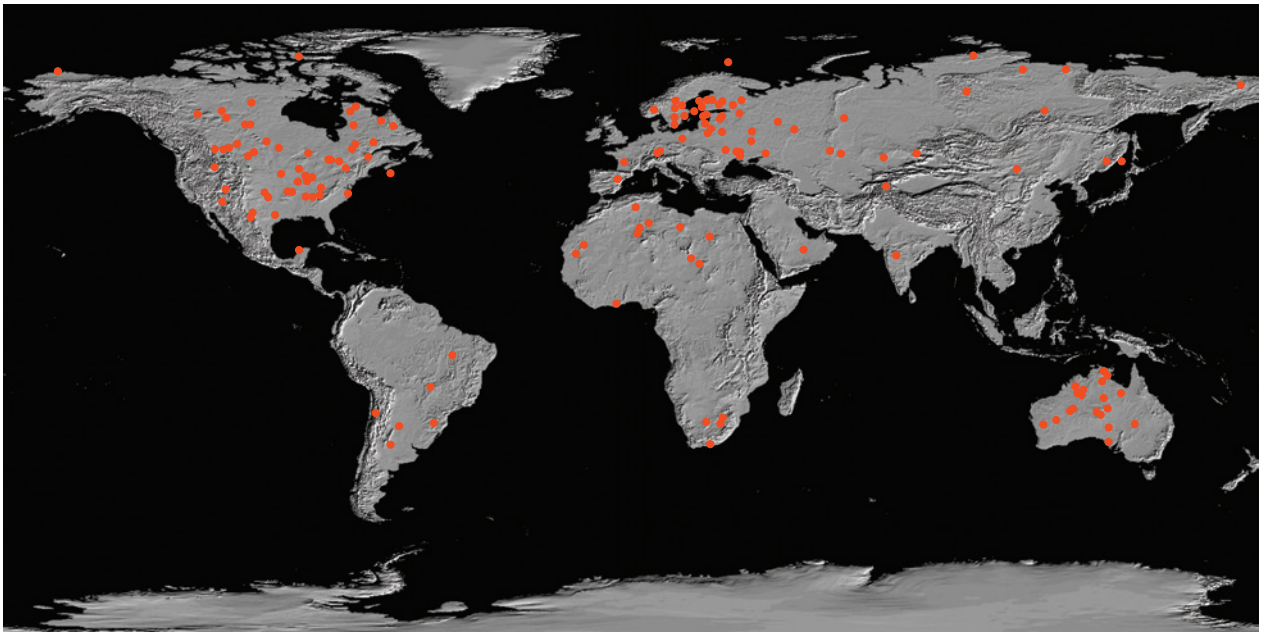


**FIGURA 9.18** ■ Crateras de impacto formadas por meteoritos e asteroides são raras na Terra em comparação com os outros planetas terrestres. A reciclagem da crosta terrestre pela tectônica de placas apagou quase todas as evidências dos impactos. As crateras que permanecem (pontos vermelhos) são preservadas apenas nos continentes. [NASA/JPL/ASU]

**QUADRO 9.2** Impactos de asteroides e meteoritos e seus efeitos na vida na Terra

| Tamanho ($R$ = raio) | Exemplo ou tamanho equivalente | Última ocorrência (em anos) | Efeitos planetários | Efeitos na vida |
|---|---|---|---|---|
| Supercolossal $R > 2.000$ km | Evento de formação da Lua | $4{,}51 \times 10^9$ | Fusão do planeta | Forte emissão de voláteis; extinção da vida na Terra |
| Colossal $R > 700$ km | Plutão | Mais do que $4{,}3 \times 10^9$ | Fusão da crosta | Extinção da vida na Terra |
| Imenso $R > 200$ km | 4 Vesta[3] (um grande asteroide) | Cerca de $4{,}0 \times 10^9$ | Vaporização dos oceanos | A vida pode sobreviver sob a superfície |
| Extragrande $R > 70$ km | Chiron (maior cometa em movimento) | $3{,}8 \times 10^9$ | Vaporização do topo dos oceanos até 100 m | Pode cessar a fotossíntese |
| Grande $R > 30$ km | Cometa Hale-Bopp | Cerca de $2 \times 10^9$ | Aquecimento da atmosfera e da superfície até cerca de 727° C | Cauterização dos continentes |
| Médio $R > 10$ km | Bólido do K/T[4]; 433 Eros (o maior asteroide próximo da Terra) | $65 \times 10^6$ | Incêndios, poeira, escuridão; mudanças químicas no oceano e na atmosfera; grande oscilação de temperaturas | O evento K/T levou à extinção de 75% das espécies e de todos os dinossauros |
| Pequeno $R > 1$ km | Tamanho aproximado de 500 asteroides próximos da Terra | Cerca de 300 mil | Suspensão de poeira em toda a atmosfera durante meses | Interrupção da fotossíntese; indivíduos morrem, mas poucas espécies são extintas; ameaça à civilização |
| Muito pequeno $R > 100$ m | Evento de Tunguska (Sibéria) | Em 1908 | Derrubou árvores em um rastro de dezenas de quilômetros; causou pequenos efeitos hemisféricos; suspensão de poeira na atmosfera | Manchetes nos jornais; pôr do sol romântico; crescimento da taxa de natalidade |

Fonte: J. D. Lissauer, *Nature* 402: C11-C14.

Já sabemos que impactos com grandes objetos podem modificar as condições que dão suporte à vida na Terra. Como veremos no Capítulo 11, uma colisão com um asteroide de 10 km há 65 milhões de anos causou a extinção de 75% das espécies da Terra, inclusive os dinossauros. Talvez esse evento tenha possibilitado que os mamíferos se tornassem a espécie dominante, preparando o caminho para o homem. O Quadro 9.2 descreve os efeitos potenciais de impactos de objetos de tamanhos variados em nosso planeta e nas formas de vida.

## Marte é incrível!

Vivemos na idade de ouro da exploração de Marte. Quando escrevemos este livro, havia dois veículos robóticos na superfície do planeta e três orbitadoras circundando-o. Essas cinco espaçonaves estão retornando um fluxo aparentemente interminável de novos dados que estão levando a novas descobertas significativas. Nosso entendimento da história de antigos ambientes superficiais em Marte está mudando drasticamente. E a diversão não terminará logo: a NASA e a Agência Espacial Europeia prometeram entregar um veículo adicional nos próximos anos, e estão sendo feitos planos para retornar amostras de rocha de Marte para a Terra. Todos os cientistas participando dessas missões são gratos de viverem em uma época de tantas aventuras.

Nossa compreensão dos processos na superfície de Marte melhorou acentuadamente quando dois robôs do tamanho de carrinhos de golfe pousaram em Marte em janeiro de 2004. Os *Mars Exploration Rovers* ("Veículos Exploradores de Marte"), chamados de *Spirit* (Espírito) e *Opportunity* (Oportunidade), iniciaram sua jornada de 300 milhões de quilômetros do Cabo Canaveral, Flórida, até o Planeta Vermelho em junho de 2003, acompanhados da *Mars Express* (Expresso de Marte), uma orbitadora equipada com ferramentas de sensoriamento geológico remoto. (Um dos autores deste livro-texto, John Grotzinger, é membro da equipe científica dos Mars

Exploration Rovers.) Essas missões superaram todas as expectativas, tornando 2004 e 2005 dois dos melhores anos da história da exploração espacial. Outra nova orbitadora, a *Mars Reconnaissance Orbiter* (Orbitadora de Reconhecimento de Marte), que começou sua missão em 2006, coletou um enorme conjunto de observações que demonstram evidências de processos aquosos ao longo de amplas regiões do planeta. Sua câmera está obtendo imagens impressionantes da superfície de Marte usando uma resolução sem precedentes (25 cm/pixel). A aterrissadora *Phoenix* conduziu operações na região polar de Marte de junho a novembro de 2008 e confirmou a presença de gelo apenas alguns centímetros abaixo da superfície empoeirada.

## Missões para Marte: sobrevoos, orbitadoras, aterrissadoras e sondas

Missões prévias a Marte ajudaram a assentar a base para o sucesso das missões atuais. Todas as espaçonaves enviadas a Marte desde o início da década de 1960 funcionaram de quatro modos distintos. Primeiro, a espaçonave pioneira de exploração a Marte, como a *Mariner 4*, sobrevoou Marte rapidamente, adquirindo todos os dados possíveis antes de desaparecer no espaço profundo.

O segundo – e mais comum – modo de operação é orbitar Marte da mesma forma que os satélites orbitam a Terra. A *Mariner 9*, lançada em maio de 1971, foi a primeira espaçonave a orbitar outro planeta. Desde então, outras oito orbitadoras ajudaram a mapear a superfície de Marte. A *Mars Odyssey*, a *Mars Express* e a *Mars Reconnaissance Orbiter* ainda hoje estão ativas. Após uma missão de muito sucesso com duração de mais de 10 anos, a *Mars Global Surveyor* interrompeu suas operações em 2006.

O terceiro método de observação de Marte envolve o pouso de uma espaçonave na superfície marciana. A missão Viking mobilizou duas espaçonaves, sendo que cada uma consistia em uma orbitadora e em uma aterrissadora. A aterrissadora *Viking 1* tocou a superfície de Marte em 20 de julho de 1976 e tornou-se a primeira espaçonave a aterrissar em outro planeta e transmitir dados úteis para a Terra. A missão Viking deu-nos o primeiro vislumbre da superfície de outro planeta a partir do solo. Ela também foi responsável por nossas primeiras análises químicas de rochas marcianas e conduziu os primeiros experimentos de detecção de vida.

O quarto método de exploração de Marte envolve o uso de uma sonda: um veículo robótico que pode se mover pela superfície do planeta. Por mais empolgante que tenha sido a missão Viking, foi preciso duas décadas até que outra espaçonave aterrissasse com segurança na superfície de Marte. Desta vez, foi a *Pathfinder* (Explorador), que chegou em 4 de julho de 1997. No entanto, a aterrissadora *Pathfinder* também incluiu uma sonda do tamanho de uma caixa de sapato – chamada de *Sojourner* (Residente) – que pôde passear pela superfície, analisando rochas e solos, à distância de poucos metros da *Pathfinder*. A *Sojourner* foi o primeiro veículo móvel a operar com sucesso em outro planeta e tornou-se o protótipo para a Mars Exploration Rovers, bem maior e mais capaz, que aterrissou em 2004.

**PRIMEIRAS MISSÕES: MARINER (1965-1971) E VIKING (1976-1980)** As missões Mariner e Viking retornaram as primeiras imagens detalhadas de Marte para a Terra. Vimos um terreno crateriforme semelhante ao da Lua em parte de sua superfície. Em outras áreas, vimos feições espetaculares, inclusive vulcões e cânions enormes, vastos campos de dunas, calotas de gelo nos dois polos e as luas marcianas de Phobos e Deimos. As primeiras imagens também confirmaram tempestades globais de poeira que já haviam sido observadas da Terra. Espaçonaves em órbita continuam a monitorar essas tempestades de poeira (**Figura 9.19**).

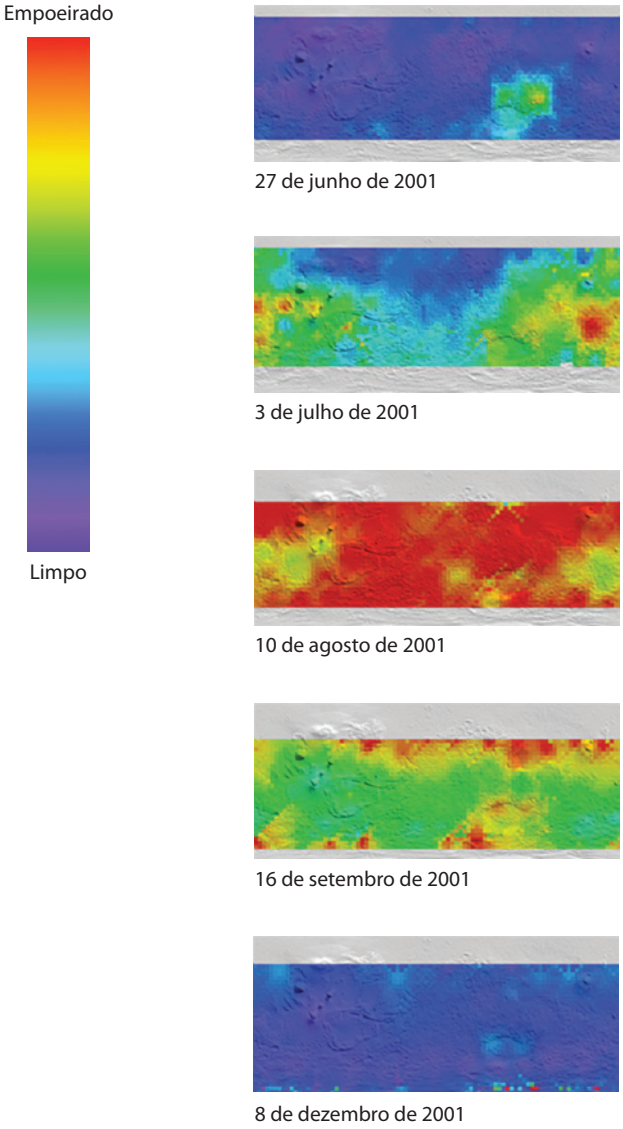



**FIGURA 9.19** ■ Tempestades globais de poeira ocorrem em Marte. As tempestades começam localmente e expandem-se de modo gradual até cobrir o planeta inteiro, conforme visto nessas imagens. [NASA/JPL/ASU]

Além disso, foram descobertas extensas redes de canais de correntes, oferecendo as primeiras evidências de que líquidos – possivelmente água – pode um dia ter fluído pela superfície de Marte (**Figura 9.20**). Coletivamente, esses dados também revelaram algo que não havia sido avaliado antes: o planeta pode ser dividido em duas regiões principais – planícies baixas do norte e terras altas crateriformes do sul.

As duas aterrissadoras *Viking* forneceram visualizações de alta resolução do terreno marciano. Os dois locais de pouso estavam repletos de rochas de forma um pouco arredondada pelos efeitos da areia soprada pelo vento. Sensores químicos mostraram que as rochas e os solos tinham composição predominantemente basáltica. Porém, todas as rochas estavam soltas, e não havia evidência de substrato rochoso exposto. Um experimento biológico a bordo não encontrou evidências de vida em nenhum local. Essas missões revelaram que o Planeta Vermelho tem essa cor em função da presença de óxidos de ferro nos solos, e que a cor do céu marciano não é azul, mas rosa, por causa da alta concentração de partículas de poeira suspensas de óxido de ferro.

***PATHFINDER* (1997)** A câmera da *Pathfinder* retornou imagens muito parecidas com as obtidas pelas aterrissadoras *Viking*: os locais de pouso eram rochosos, com areia soprada pelo vento formando caudas atrás de algumas rochas, e não havia evidência de substrato rochoso exposto. No entanto, além da evidência de basaltos, a sonda *Sojourner* detectou evidência de andesitos. A presença de andesitos em Marte indica que, pelo menos, algumas partes da crosta marciana eram formadas por fusão parcial de basaltos previamente formados, sugerindo uma história mais complexa de desenvolvimento crustal do que se acreditava anteriormente.

O conjunto de instrumentos da *Pathfinder* também incluiu um ímã que coletava poeira da atmosfera para análise. Constatou-se que a poeira continha minerais magnéticos que somente se formam em ambientes com níveis baixos de oxigênio.

***MARS GLOBAL SURVEYOR* (1996-2006) E *MARS ODYSSEY* (2001-)** Os recursos de mapeamento global bastante aprimorados da *Mars Global Surveyor*[5] e da *Mars Odyssey* resultaram em uma série de descobertas significativas. A *Mars Global Surveyor* carregou um altímetro a *laser* que analisou a topografia marciana com resolução sem precedentes. As novas imagens ofereceram as mais contundentes evidências até então de água líquida, desta vez expressa como depósitos sinuosos de sedimentos soltos (**Figura 9.21**). Os canais entalhados no substrato rochoso observados pelas orbitadoras *Viking* sugeriram água corrente; no entanto, a presença de depósitos de fluxos sinuosos (ver Capítulo 18) é evidência ainda maior do fluxo de água na superfície de Marte. Mas foi apenas em 2004 que a Mars Exploration Rovers confirmou pela primeira vez a presença de minerais que requerem água líquida para que possam ocorrer.

A *Mars Global Surveyor* e a *Mars Odyssey* também demonstraram que o permafrost (solo rico em gelo; ver Capítulo 21) está na base do solo marciano das latitudes

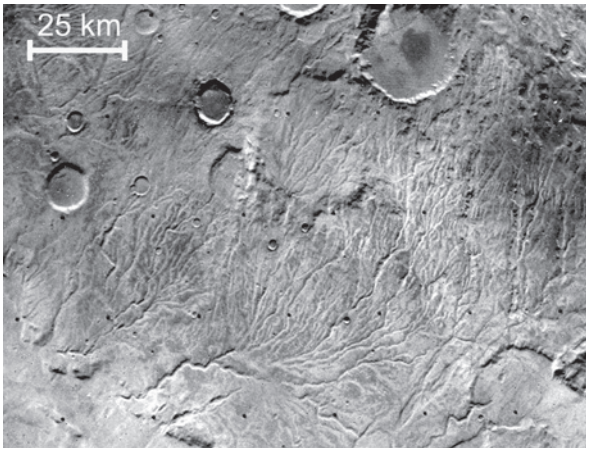



**FIGURA 9.20** ■ Redes de canais entalhadas na superfície de Marte foram reveladas pela orbitadora *Viking*. A complexidade desses canais sugere que a água líquida era provavelmente a principal força de erosão. [NASA/Washington University]

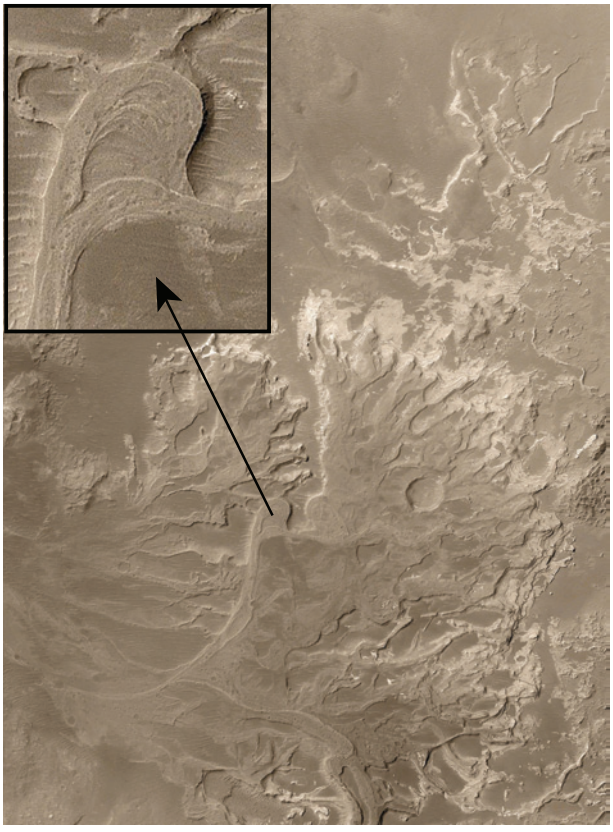


**FIGURA 9.21** ■ Esta imagem adquirida pela *Mars Global Surveyor* mostra evidências nítidas de padrões sinuosos em sedimentos depositados na Cratera Eberswalde. A água líquida parece ter fluído pela superfície marciana e entrado na cratera, onde depositou sedimentos em canais sinuosos semelhantes aos vistos atualmente no rio Mississippi (ver Capítulo 18). [NASA/JPL/MSSS]

médias até os polos. Também foi demonstrada a presença de geleiras disseminadas no passado relativamente recente, sugerindo que Marte, como a Terra, pode ter passado por idades do gelo motivadas por mudanças no clima global. Finalmente, a *Mars Global Surveyor* descobriu porções raras de hematita ($Fe_2O_3$) – um mineral que geralmente forma-se na água da Terra – espalhadas sobre a superfície de Marte. Como veremos, essa descoberta contribuiu com o sucesso da missão da Mars Exploration Rovers.

## Veículos de exploração de Marte: *Spirit* e *Opportunity*

Os veículos de exploração de Marte – *Spirit* e *Opportunity* (**Figura 9.22**) – são os primeiros artefatos espaciais enviados a Marte que funcionam quase tão bem quanto um geólogo humano. Ao contrário das orbitadoras, que olham de uma distância, e das aterrissadoras, que não podem se mover do local de pouso, o *Spirit* e o *Opportunity* podem se movimentar entre rochas, coletando e escolhendo quais amostras serão estudadas em maior detalhe. E quando a rocha correta é encontrada, o veículo pode analisá-la com uma lupa de mão – assim como os geólogos fazem aqui na Terra, tanto na sala de aula quanto no campo. Porém, diferentemente dos geólogos na Terra, esses veículos carregam um laboratório móvel, de forma que as rochas podem ser analisadas no local sem precisar arcar com os enormes custos de trazê-las de volta à Terra. Em razão desse recurso notável, o *Spirit* e o *Opportunity* foram chamados de primeiros *geólogos robóticos* em Marte.

Os veículos exploradores de Marte foram projetados para sobreviver três meses sob as condições hostis da superfície marciana e percorrer uma distância de, no máximo, 300 m. Eles já percorreram mais de 20 km sobre a superfície marciana e ainda estão em operação durante a redação deste livro, em 2009. Tiveram que sobreviver a temperaturas noturnas abaixo de −90°C, redemoinhos que poderiam tê-los derrubado, tempestades globais de poeira que diminuíram sua energia solar e percursos ao longo de encostas rochosas de quase 30° e através de montes de poeiras traiçoeiras sopradas pelo vento. Apesar de todos esses obstáculos, os veículos descobriram um baú do tesouro de maravilhas geológicas.

**FIGURA 9.22** ■ O *Spirit* (*esquerda*), um dos veículos de exploração de Marte, tem o tamanho aproximado de um carrinho de golfe. Ele está ao lado de um gêmeo do *Sojourner*, um veículo que foi enviado a Marte em 1997. O *Mars Science Laboratory* (*direita, Laboratório Científico de Marte*) tem aproximadamente o tamanho de um carro de pequeno porte e será enviado a Marte em 2011. [NASA/JPL]

**O QUE ESTÁ EMBAIXO DO CAPÔ?** O *Spirit* e o *Opportunity* estão equipados com seis rodas, uma câmera estéreo colorida com visão humana, câmeras de controle de direção nas partes traseira e dianteira, uma "lupa" para inspeção em detalhe de rochas e solos e instrumentos para detectar a composição química e mineral de rochas e solos. Os veículos são movidos a energia solar e controlados por cientistas na Terra, que enviam sequências de comandos diariamente para cada veículo por meio de sinais de rádio. Como levam 10 minutos para que esses sinais percorram a distância entre a Terra e Marte, os veículos têm alguns recursos de navegação autocontrolada e precaução contra riscos. Porém, quase todas as outras decisões são tomadas por uma equipe de pessoas na Terra. Essa estrutura garante que os veículos "pensem" como geólogos. Computadores de bordo recebem as sequências de comando da Terra que controlam a atividade de cada veículo, inclusive a navegação; fotografias do terreno, de rochas e de solos; análise de rochas e minerais; e estudo da atmosfera e das luas de Marte. Em seus primeiros dois anos de operação, os veículos enviaram mais de 125 mil imagens para a Terra e analisaram centenas de amostras de rocha e solo.

É evidente que esses veículos têm algumas limitações significativas. Eles não conseguem escalar paredes (embora possam subir colinas), não conseguem entrar em um carro ou avião e mover-se para uma localização completamente diferente (embora possam se movimentar muito bem ao redor dos locais em que estão) e seus analisadores de minerais oferecem apenas um senso bastante limitado de quais minerais estão presentes nas rochas marcianas (embora seus analisadores químicos nos deem uma ótima ideia de quais elementos existem nessas rochas). E não estão equipados para conduzir experimentos de detecção de vida nem busca de fósseis.

**LOCAIS DE POUSO DOS VEÍCULOS** A missão Mars Exploration Rovers foi motivada pela busca de evidências de água líquida em Marte. Os veículos foram construídos com esse objetivo em mente e enviados a duas localizações onde os dados da *Mars Global Surveyor* e da *Mars Odyssey* sugeriam uma maior possibilidade de encontrar evidência geológica de água. (Porém, alguns dos melhores locais foram desconsiderados devido ao risco extremo de aterrissar em um terreno rochoso; ver Geologia na Prática.) Foram escolhidos dois das diversas centenas de locais possíveis, ambos próximos ao equador marciano, mas em lados opostos do planeta. As posições equatoriais oferecem energia máxima aos painéis solares dos veículos durante todo o ano.

# GEOLOGIA NA PRÁTICA

## Como se aterrissa uma espaçonave em Marte? Sete minutos de terror

Quando enviamos uma aterrissadora a Marte, como decidimos onde pousá-la? A parte mais arriscada dessa missão é a entrada da espaçonave na atmosfera marciana, sua descida e sua aterrissagem na superfície do planeta. Esse passo, chamado de *Entrada, Descida e Aterrissagem* (EDL, sigla em inglês para *Entry, Descent, and Landing*) leva aproximadamente sete minutos. Durante esse tempo, a aterrissadora desacelera de 7.500 a 0 km/h, e seu escudo de calor torna-se tão quente quanto a superfície do Sol (cerca de 1.500°C), devido ao atrito causado pela atmosfera. Muita coisa pode dar errado, por isso o EDL é chamado de "sete minutos de terror".

A forma e a elevação da superfície marciana exercem funções essenciais no projeto da aterrissadora, que armazena uma quantidade limitada de combustível para impulsionar seus motores. Portanto, se a superfície de pouso tiver uma grande variação de altitude, a aterrissadora precisa perder tempo (e combustível) manobrando. Sua tarefa de geólogo da equipe de EDL é escolher um local de pouso seguro – um que não tenha grande variação de altitude. Ao mesmo tempo, você precisa escolher um local que ofereça afloramentos interessantes para serem estudados pela aterrissadora ou pelo veículo. Então seu problema é determinar quanta variação de altitude é "demais".

Para solucionar esse problema, precisamos das seguintes informações: os motores são ativados quando o radar determina que a aterrissadora está a 1.000 m acima da superfície marciana. Os motores desaceleram a descida, permitindo que a aterrissadora desça a uma taxa de 50 metros por segundo (m/s) até que esteja 10 m acima do solo. Neste ponto, a aterrissadora descende a 2 m/s até tocar o solo. A taxa de consumo de combustível dos motores é de 5 litros por segundo (L/s). O tanque de combustível armazena 150 L.

Primeiro, quanto tempo leva para que a aterrissadora descenda até a superfície? Observe que duas taxas devem ser usadas: uma para os primeiros 990 m de descida e outra para os últimos 10 m.

$$\begin{aligned}\text{tempo} &= \text{distância} \div \text{taxa de descida da aterrissadora}\\ &= 990\ \text{m} \div 50\ \text{m/s}\\ &= 20\ \text{s}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\text{tempo} &= \text{distância} \div \text{taxa de descida da aterrissadora}\\ &= 10\ \text{m} \div 2\ \text{m/s}\\ &= 5\ \text{s}\end{aligned}$$

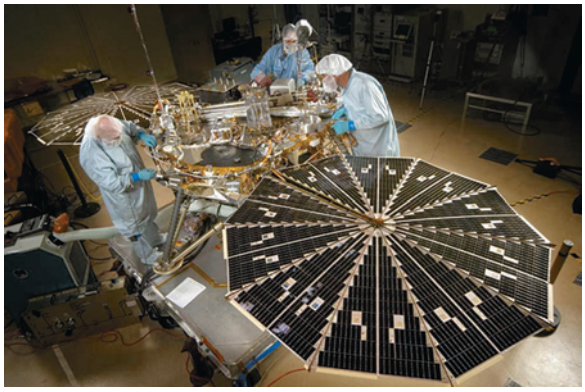
$$\text{tempo total} = 20\ \text{s} + 5\ \text{s} = 25\ \text{s}$$

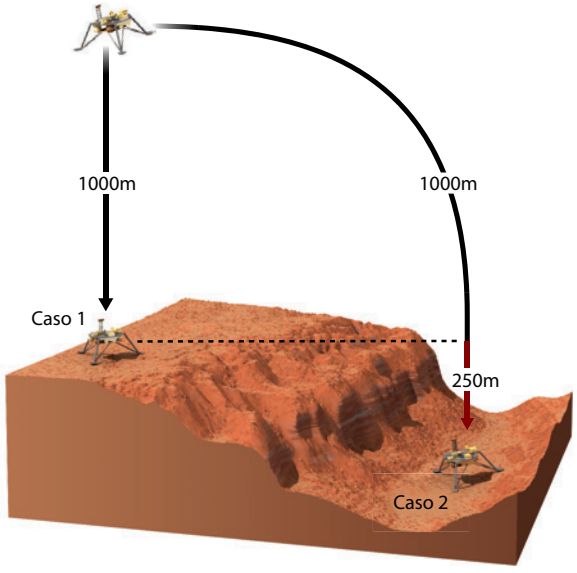
A seguir, quanto combustível é consumido durante a aterrissagem?

$$\begin{aligned}\text{consumo de combustível} &= \text{tempo} \times \text{taxa de consumo de combustível}\\ &= 25\ \text{s} \times 5\ \text{L/s}\\ &= 125\ \text{L}\end{aligned}$$

Considerando que 150 L de combustível estão disponíveis, mas apenas 125 L são usados, haveria uma reserva de 25 L após a aterrissagem. Esse cálculo é para a condição de aterrissagem "perfeita", em que a distância total de descida é 1.000 m (ver "Aterrissagem, Caso 1" na figura).

Agora vamos considerar o que aconteceria se a aterrissadora se deslocasse para os lados durante a descida, porque havia vento, e se movesse sobre um ponto baixo na superfície marciana (ver "Aterrissagem, Caso 2" na fi-






(*esquerda*) Engenheiros construindo a aterrissadora *Phoenix*, que chegou à superfície de Marte em 2008. (*direita*) A aterrissagem bem-sucedida na superfície de Marte exige planejamento cuidadoso e avaliação do ambiente geológico da superfície, inclusive de variações de topografia. [Cortesia de John Grotzinger]

gura). Neste caso, a distância total de descida seria maior do que 1.000 m. Se o ponto inferior fosse baixo demais, a aterrissadora correria o risco de esgotar todas as reservas de combustível antes do pouso, despedaçando-se na superfície. Portanto, precisamos determinar quanta mudança de elevação consumiria toda a reserva de combustível.

Em primeiro lugar, temos que determinar quanto tempo extra é oferecido pelos 25 L do combustível de reserva:

$$\text{tempo} = \frac{\text{volume do combustível de reserva}}{\text{taxa de consumo de combustível}}$$

$$= 25\ \text{L} \div 5\ \text{L/s} = 5\ \text{s}$$

Agora podemos determinar a distância adicional de descida que poderia ser percorrida com segurança antes que a reserva de combustível fosse consumida:

$$\text{distância de descida} = \text{tempo de reserva} \times \text{taxa de descida da aterrissadora}$$

$$= 5\ \text{s} \times 50\ \text{m/s}$$

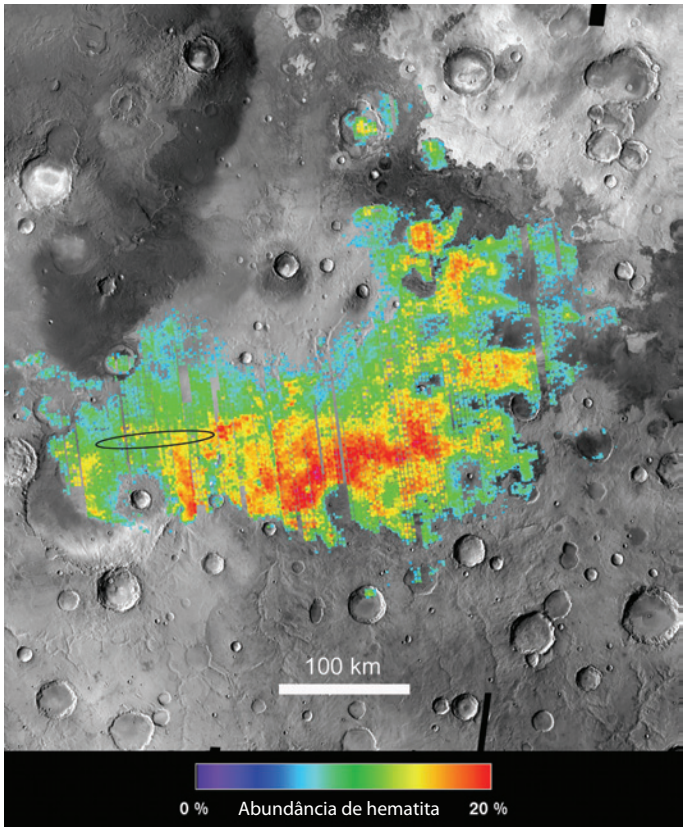
$$= 250\ \text{m}$$

A solução nos diz quanta mudança de elevação seria "demais" para haver um local de pouso seguro: qualquer valor maior do que 250 m é demais. O geólogo da equipe deve encontrar um local de aterrissagem onde a elevação varie menos do que 250 m, mas que ainda ofereça feições geológicas interessantes. Na prática, há uma negociação entre interesse geológico e segurança do local de pouso.

***PROBLEMA EXTRA:*** Determine a variação máxima de elevação em um local de aterrissagem que poderia ser tolerada por uma aterrissadora com um volume de tanque de combustível de 200 L. Quanta variação poderia ser aceita se a taxa de descida final fosse de 1 m/s, em vez de 2 m/s?

O *Spirit* foi enviado à Cratera Gusev, uma cratera grande com aproximadamente 160 km de diâmetro, a qual se acredita já ter tido água suficiente para formar um vasto lago (**Figura 9.23a**). O *Opportunity* foi enviado a Meridiani Planum ("Planícies de Meridiani"), onde a *Mars Global Surveyor* coletara hematita (Figura 9.23b). Desde a aterrissagem, o *Spirit* percorreu uma planície vulcânica, ascendeu as Colinas Columbia e desceu pelo outro lado para chegar a um afloramento cuja forma singular conquistou o nome de *Home Plate*. Após essa longa e árdua jornada, uma das rodas esquerdas do *Spirit* travou. Porém, ao dar meia volta e dirigir para trás de

(a)




(b)

**FIGURA 9.23** ■ Locais de aterrissagem dos veículos de exploração de Marte. (a) O *Spirit* está explorando a Cratera Gusev, com cerca de 160 km de diâmetro, a qual se acredita ter tido água, formando um antigo lago. Um canal que poderia ter fornecido água à cratera é visível na parte inferior à direita. (b) O *Opportunity* foi enviado a uma área do Meridiani Planum onde a hematita – um mineral que, na Terra, geralmente se forma na água – é abundante. A imagem mostra concentrações de hematita; a elipse destaca a área admissível de aterrissagem. [(a) NASA/JPL/ASU/MSSS; (b) NASA/ASU]

forma a arrastar, em vez de puxar a roda quebrada, o *Spirit* finalmente conseguiu chegar a uma parte de Home Plate, onde fez uma descoberta impressionante: depósitos minerais compostos de mais de 90% de sílica. Esses depósitos indicam que as águas aquecidas que uma vez fluíram na ou perto da superfície de Marte carregavam altas concentrações de sílica dissolvida, que se precipitou para formar crostas endurecidas, semelhante ao que ocorre atualmente nas termas quentes do Parque Nacional Yellowstone na Terra – um lugar onde se sabe que vicejam microrganismos (ver a foto de abertura do Capítulo 11). Assim, a descoberta feita pelo *Spirit* das rochas ricas em sílica sugere um ambiente que já foi habitável e que pode ser explorado em busca de evidências de vida por uma missão futura.

O *Opportunity* pousou na Cratera Eagle (uma pequena cratera com diâmetro aproximado de 20 m), onde passou 60 dias estudando as primeiras rochas sedimentares já encontradas em outro planeta e coletando evidências de que elas devem ter se formado na água. A seguir, o *Opportunity* moveu-se para outra cratera, maior, (Cratera Endurance, com cerca de 180 m de diâmetro), onde ficou nos seis meses seguintes colocando aquelas rochas sedimentares em um contexto mais amplo de evolução ambiental. O *Opportunity*, então, percorreu 5 km até uma cratera muito maior (Cratera Victoria, diâmetro em torno de 1 km), onde explorou afloramentos ainda mais extensos de rocha sedimentar. Esse veículo descobriu um antigo deserto arenoso no qual poças rasas de água em algum momento preencheram depressões entre as dunas de areia. Acredita-se que essas poças de água tenham sido bastante ácidas e também extremamente salinas. Microrganismos podem sobreviver em águas extremamente ácidas, como veremos no Capítulo 11; no entanto, se a salinidade tornar-se alta demais, a disponibilidade de água torna-se limitada, e os microrganismos não podem sobreviver. (De forma semelhante, mas substituindo o sal pelo açúcar, é por isso que o mel não estraga, mesmo sem refrigeração ou adição de conservantes.) Dessa forma, o *Opportunity* também descobriu evidência de um ambiente potencialmente habitável, embora tenha exigido que os microrganismos vivessem em condições extremas.

## Missões recentes: Mars Reconnaissance Orbiter (2006-) e Phoenix (maio-novembro de 2008)

A *Mars Reconnaissance Orbiter* está mapeando as rochas e os minerais de Marte com nível de detalhe sem precedentes. Enquanto os veículos estão limitados a alguns quilômetros da superfície marciana, a orbitadora pode mapear qualquer lugar do planeta. Ela está equipada com diversos instrumentos, inclusive uma câmera estéreo colorida de alta resolução capaz de distinguir objetos na superfície de Marte com 1 m de diâmetro. Outro dispositivo importante analisa a luz solar refletida da superfície marciana para revelar a presença de minerais que se formaram na água. Uma das observações mais notáveis da orbitadora é a descoberta de camadas sedimentares que estão estratificadas de modo tão uniforme que podem preservar um registro de mudanças periódicas no clima marciano que ocorreram há bilhões de anos (**Figura 9.24**).

Em maio de 2008, uma nova aterrissadora pousou na superfície de Marte. Seu nome é *Phoenix*, porque ela era a irmã gêmea de outra aterrissadora (*Mars Polar Lander*) que colidiu com a superfície marciana em 1999. Cientistas da NASA estudaram as causas do mau funcionamento e ficaram confiantes de que poderiam acertar com a gêmea restante. O nome *Phoenix* parecia apropriado para um projeto que era ressuscitado das cinzas de uma ruína antiga. Na mitologia egípcia e grega, a fênix é uma ave que pode queimar periodicamente e regenerar-se.

A *Phoenix* foi enviada para buscar gelo na região polar de Marte. Equipada com painéis solares para gerar energia, ela não foi projetada para sobreviver ao escuro inverno marciano; tinha, portanto, uma expectativa de vida planejada de apenas alguns meses. Sua missão concentrou-se na análise da composição de diversas amostras de solo no local de aterrissagem. Apenas um mês após o pouso, ela atingira sua meta principal de demonstrar a presença de gelo dentro do solo. A presença de gelo fora prevista pela orbitadora *Mars Odyssey*, mas foi importante confirmá-la no solo.

Além disso, a *Phoenix* fez sua própria descoberta surpreendente em relação ao ambiente da superfície marciana. Com base em dados das sondas e orbitadoras recentes, havia se formado um consenso de que o ambiente

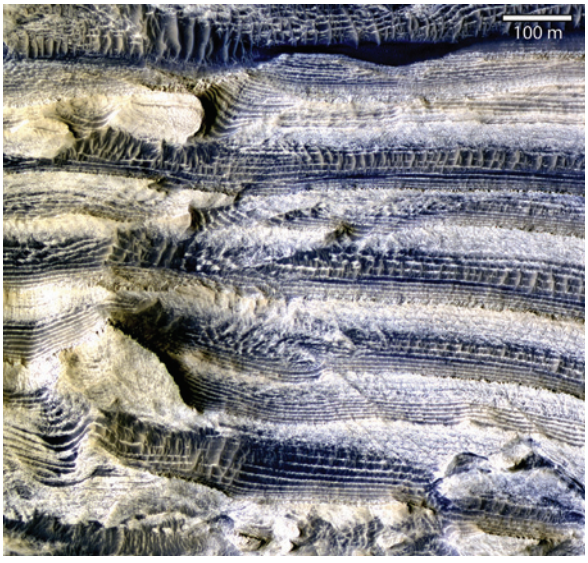



**FIGURA 9.24** ■ Estes estratos sedimentares expostos na Cratera Becquerel têm aparência regular e quase periódica. Cada camada tem alguns metros de espessura, estando agrupadas em sequências com espessura de algumas dezenas de metros. Acredita-se que essas camadas sejam compostas de poeira depositada pelo vento. O fornecimento de sedimentos pode ter sido regulado por mudanças periódicas no clima. [NASA/JPL/University of Arizona]

da superfície global de Marte provavelmente era bastante ácido. No entanto, quando a *Phoenix* analisou sua primeira amostra de solo polar, encontrou um pH neutro. Esse achado é outro indicativo de habitabilidade, uma vez que a maioria dos microrganismos prefere um pH neutro.

## Descobertas recentes: a evolução ambiental de Marte

As missões recentes de sondas e orbitadoras a Marte transformaram nosso entendimento de sua evolução primitiva. Assim como a Lua e os outros planetas terrestres, Marte tem terrenos crateriformes antigos que preservam o registro do Bombardeio Pesado Tardio. Portanto, esses terrenos antigos devem ser compostos de rochas com mais de 3,8 a 3,9 bilhões de anos (ver Figura 9.11). Superfícies mais novas, que se formaram após o período do Bombardeio Pesado Tardio, também são disseminadas em Marte. Até pouco tempo, acreditava-se que essas superfícies mais novas eram predominantemente vulcânicas, como em Vênus. Porém, dados dos *Mars Exploration Rovers* e da *Mars Express* mostram-nos que, pelo menos, algumas – e, talvez, muitas – dessas superfícies mais novas são sobrepostas por rochas sedimentares.

Algumas dessas rochas sedimentares são compostas de minerais sílica derivados da erosão de antigas lavas basálticas e das rochas basálticas pulverizadas dos antigos terrenos crateriformes. Por exemplo, os depósitos de correntes sinuosas visíveis na Figura 9.21 podem ter se formado, em grande parte, pelo acúmulo de sedimentos basálticos. Porém, na maioria, se não em todas as rochas sedimentares abaixo do Meridiani Planum, onde o *Opportunity* tem explorado, minerais de sulfatos – que são sedimentos químicos – estão misturados com silicatos. Os sulfatos devem ter se precipitado quando a água evaporou, provavelmente em lagos ou mares rasos. A água deve ter sido muito salgada para precipitar esses minerais e deve ter contido sulfatos comuns, como a gipsita ($CaSO_4$). Além disso, a presença de sulfatos incomuns, como a *jarosita* (**Figura 9.25**) – um mineral sulfato rico em ferro – diz-nos que a água deve ter sido bastante ácida. Em Marte, o ácido sulfúrico provavelmente formou-se quando as abundantes rochas basálticas interagiram com a água e sofreram intemperismo, liberando enxofre. A água rica em ácido, então, fluiu pelas rochas, intensamente fraturadas pelos impactos, e sobre a superfície para acumular-se em lagos ou em mares rasos, onde a jarosita precipitou-se como sedimento químico.

Como vimos nos Capítulos 5 e 8, as rochas sedimentares são registros valiosos da história da Terra. A sucessão vertical de rochas sedimentares – sua *estratigrafia* – diz-nos como os ambientes mudaram ao longo do tempo. Um dos achados mais empolgantes da missão Mars Exploration Rovers, até então, foi a descoberta de um registro estratigráfico na Cratera Endurance. Como a cratera é grande demais, há muitos afloramentos a serem observados, e ela não é, na maior parte, afetada

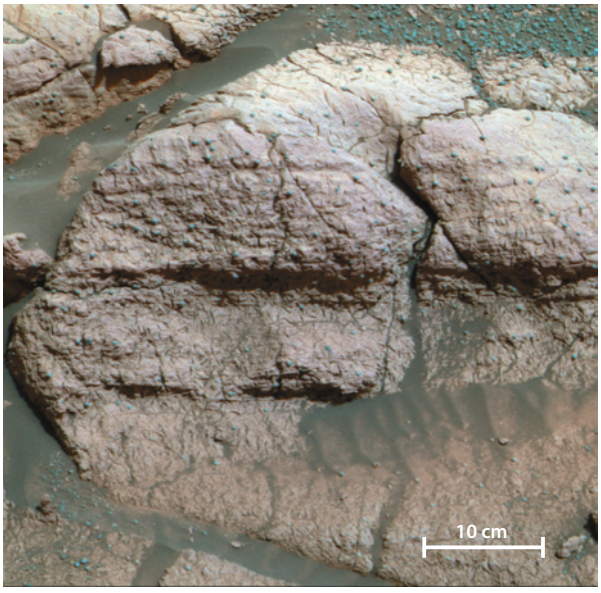



**FIGURA 9.25** ■ O primeiro afloramento estudado em outro planeta (Marte). Este afloramento é composto de rochas sedimentares formadas parcialmente de minerais sulfáticos, inclusive de jarosita. A jarosita pode formar-se apenas na água – e somente na água rica em ácido. A área mostrada no fotografia tem cerca de 50 cm de largura. [NASA/JPL/Cornell]

pelo impacto formador de crateras. A **Figura 9.26** mostra o afloramento que contém todas as pistas estratigráficas. Utilizando o *Opportunity* para medir cada camada, os geólogos conseguiram criar uma estratigrafia de alta resolução (Figura 9.26b), a primeira desse tipo gerada para outro planeta. O interessante é que esse desenho interpretativo – de um planeta a 87 milhões de quilômetros de distância – oferece o mesmo nível de entendimento que é normalmente obtido aqui na Terra (como, por exemplo, na Figura 5.15).

Talvez um dia teremos compreensão suficiente da estratigrafia de Marte para conseguirmos correlacionar rochas sedimentares e vulcânicas de uma parte do planeta com outras de locais distintos. Para isso, precisaremos relacionar observações feitas pelas sondas no solo com dados panorâmicos fornecidos por orbitadoras. As orbitadoras recentes mostraram que os sulfatos e os argilominerais são abundantes em diversos locais de Marte – sobretudo no Vallis Marineris, onde podem formar depósitos com vários quilômetros de espessura. Essa observação leva-nos a crer que sua formação esteve relacionada a um processo ocorrido de modo global, possivelmente durante um período longo. Existem evidências que sugerem que os argilominerais podem ter se formado antes dos sulfatos. Contudo, ainda não sabemos se esses depósitos foram formados todos ao mesmo tempo, sinalizando um evento ambiental global que pode ter sido único na história de Marte, ou se eles se formaram em vários momentos e em locais diferentes. A segunda conclusão

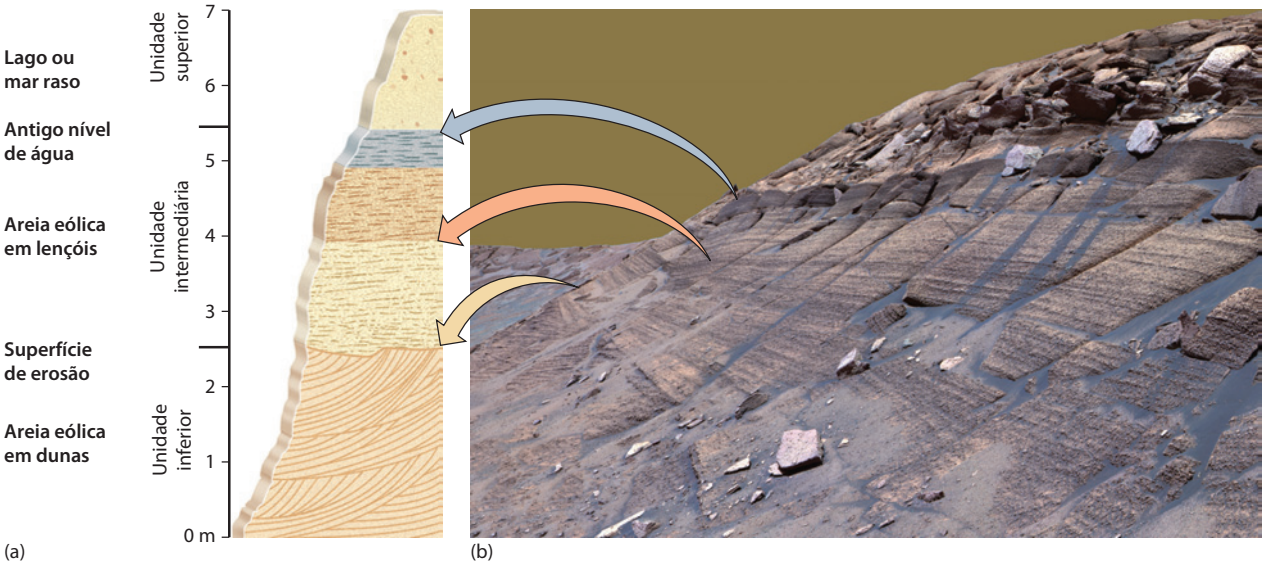



**FIGURA 9.26** ■ Uma sequência sedimentar exposta ao longo do flanco da Cratera Endurance, fotografada pelo veículo *Opportunity*. (a) Um desenho didático mostrando cada estágio na história do afloramento. (b) A sucessão vertical de camadas no afloramento preserva um registro excelente de antigos ambientes marcianos. [NASA/JPL/Cornell]

apontaria para um processo mais comum que operou ao longo da história de Marte onde quer que e sempre que as condições locais permitissem.

Atualmente, há evidências irrefutáveis de que, em algum momento na história marciana, houve água líquida em sua superfície e no subsolo. O planeta deve ter sido mais quente do que é hoje, a menos que a água tenha tido vida curta, brotando à superfície brevemente e, depois, evaporando rapidamente ou afundando de volta ao subsolo antes de ser congelada, como ocorreria hoje. Há muitas questões sem resposta. Quanta água havia? Quanto tempo durou? Choveu algum dia ou era apenas água subterrânea emergindo para a superfície? A água durou tempo suficiente e tinha a composição certa para dar origem à vida? Apenas uma coisa é certa neste ponto: mais missões são necessárias para responder a essas questões. A NASA está atualmente projetando um veículo espacial – o *Mars Science Laboratory* – que lidará com a questão de habitabilidade microbiana em Marte. Ele será lançado em 2011 e conterá o conjunto mais sofisticado de instrumentos que já voou à superfície de outro planeta.

## Explorando o sistema solar e além

Um astrônomo olhando através de um telescópio é a primeira imagem que vem à mente quando a maioria das pessoas pensa na exploração do sistema solar. Mas a maioria dos telescópios modernos não tem ocular e, ao contrário, gravam as imagens com câmeras digitais. Muitos telescópios, como o Telescópio Espacial Hubble, nem estão localizados na Terra, sendo posicionados no espaço.

Sem considerar como um telescópio obtém as fotografias ou onde ele está estacionado, seu objetivo é o mesmo: coletar mais luz do que podemos a olho nu. Suas fotografias podem ser processadas para aumentar o brilho ainda mais ou ajustar o contraste; tais técnicas podem revelar importantes feições planetárias de superfície, como crateras e cânions. Todas as feições geológicas de superfície dos planetas discutidas até agora neste capítulo foram estudadas dessa forma.

Porém, a luz coletada por telescópios e câmeras digitais, como as do *Spirit* e do *Opportunity*, também pode ser estudada usando uma segunda técnica. Assim que obtemos um registro da luz vinda de um objeto de interesse – digamos, um planeta, uma estrela ou um afloramento – podemos estudar seu espectro. Todos sabemos que a luz solar, quando passa por um prisma, divide-se em um arco-íris de cores chamado de *espectro*. A luz gerada por uma estrela, ou refletida da superfície de um planeta ou de um afloramento, também produz um espectro. As cores desse espectro podem revelar a composição química de materiais que produzem ou refletem luz. Assim, os geólogos podem analisar o espectro de luz refletida de um planeta e saber quais gases estão na atmosfera e quais substâncias químicas e minerais estão nas rochas e nos solos.

Os astrônomos usam este mesmo princípio para estudar a luz que vem de estrelas e galáxias muito distantes. Os espectros que eles veem dizem-nos as idades dessas estrelas e galáxias, revelam como evoluíram e até oferecem informações fascinantes sobre a origem e a evolução do universo.

## Missões espaciais

A maioria das observações de nosso sistema solar e além ainda são feitas da Terra. Nos últimos 50 anos, porém, enviamos todos os tipos de máquinas, robôs e mesmo humanos para o espaço em nossa busca de explorar o desconhecido. As missões espaciais são um empreendimento custoso, exigindo um esforço tremendo de centenas e, por vezes, milhares de pessoas a um custo de centenas de milhões a bilhões de dólares. O custo da missão Mars Exploration Rovers foi por volta de US$ 800 milhões para os dois veículos, e o *Mars Science Laboratory* – aproximadamente o tamanho de um carro – custará mais de US$ 2 bilhões. E as missões espaciais são um negócio arriscado: menos da metade das missões enviadas a Marte tiveram êxito. Como lembra-nos o programa de ônibus espacial, a exploração espacial também é arriscada para humanos.

Todos esses esforços, custos e riscos valem a pena? Por milhares de anos, as pessoas olharam para os céus e ponderaram sobre o universo. Do que são feitos as estrelas e os planetas? Como o universo formou-se? Existe vida fora daqui? Para responder a essas questões, temos que procurar pistas, e a maioria delas será fornecida apenas por missões espaciais. A questão não é tanto se deve ou não haver exploração espacial, mas como ela deve ser feita. A maioria dos debates concentra-se no fato de ser ou não essencial enviar humanos ao espaço ou se os *Mars Exploration Rovers* demonstraram a adequação dos robôs.

Estamos ativamente explorando o espaço de muitas formas diferentes. Espaçonaves foram enviadas para orbitar planetas, luas e asteroides e para voar próximo a planetas e cometas no sistema solar externo e além. Em outras ocasiões, instruímos aterrissadoras e outras sondas a descer em superfícies planetárias e a fazer medições diretas de rochas, minerais, gases e fluidos. Em 3 de julho de 2005, uma sonda foi liberada da espaçonave *Deep Impact* e instruída a colidir deliberadamente com o cometa Tempel 1. A profundidade da cratera resultante e a luz emitida na colisão (**Figura 9.27**) revelaram do que é composto o interior do cometa. Constatou-se que o cometa consiste em uma mistura de poeira e gelo; o componente de poeira incluía argilominerais, carbonatos e silicatos e era rico em sódio, que é raro no espaço.

## A missão Cassini-Huygens a Saturno

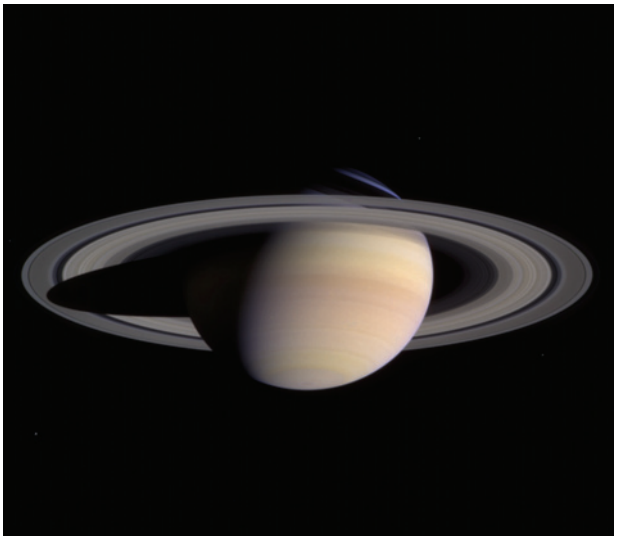
Uma história ainda mais notável de exploração do espaço profundo envolve a missão Cassini-Huygens. Em 2005, a aterrissadora *Huygens* tornou-se a espaçonave que viajou a maior distância para alcançar outro planeta e "viveu" para contar a história.

A Cassini-Huygens é uma das missões mais ambiciosas já lançadas no espaço. A espaçonave *Cassini-Huygens* inclui dois componentes: a orbitadora *Cassini* e a aterrissadora *Huygens*. A espaçonave foi lançada da Terra em 15 de outubro de 1997. Após percorrer mais de um bilhão de quilômetros pelo espaço profundo em quase sete anos, a *Cassini-Huygens* navegou pelos anéis de Saturno em 1 de julho de 2004. Os lindos anéis de Saturno são o que o diferenciam dos outros planetas (**Figura 9.28a**). É o sistema de anéis mais extenso e complexo do sistema solar, estendendo-se a centenas de milhares de quilômetros do planeta. Composto de bilhões de partículas de gelo e rocha – com variação de tamanho de sete grãos de areia até casas – os anéis orbitam Saturno com velocidades distintas. Entender a natureza e a origem desses anéis é um dos principais objetivos dos cientistas da Cassini-Huygens.

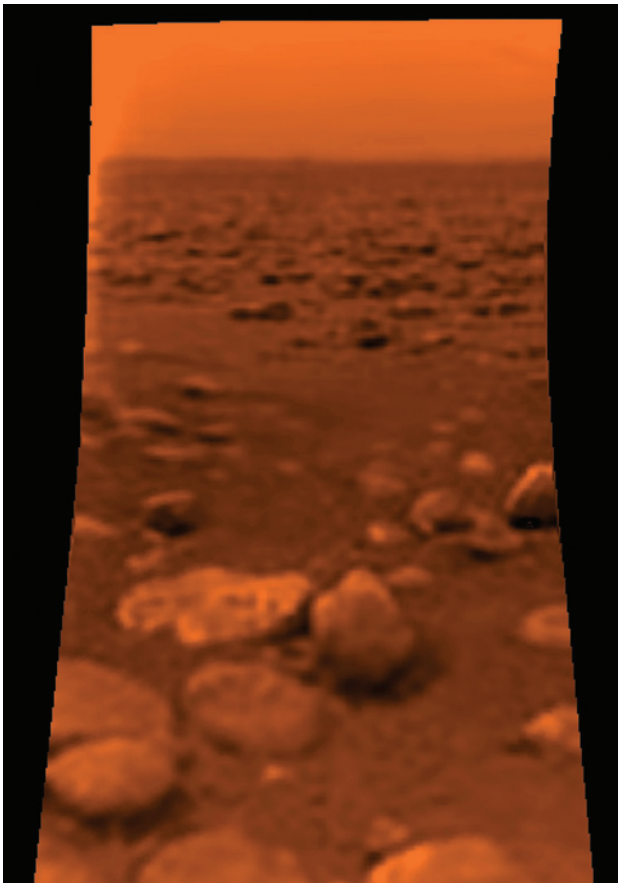
Em 24 de dezembro de 2004, a aterrissadora *Huygens* foi liberada da orbitadora e viajou mais de 5 milhões de quilômetros até chegar a Titã, uma das 18 luas de Saturno. Em 14 de janeiro de 2005, atingiu a atmosfera superior de Titã, onde acionou um paraquedas e, a seguir, mergulhou para a superfície, pousando com sucesso. Suas câmeras mostraram feições de superfície que parecem ser redes de drenagem, semelhantes às vistas na Terra e em Marte. O local de pouso estava repleto de rochas com até 10-15 cm de diâmetro (Figura 9.28b). No entanto, essas "rochas" provavelmente são gelo composto de metano ($CH_4$) e outros compostos orgânicos.

Maior do que o planeta Mercúrio, Titã é de especial interesse para os cientistas, porque é uma das poucas luas do sistema solar com sua própria atmosfera. Ela está encoberta em uma névoa espessa e semelhante a uma mistura de fumaça e neblina que os cientistas acreditam ser similar à atmosfera terrestre antes da vida ter começado, há mais de 3,8 bilhões de anos (ver Capítulo 11). Compostos orgânicos, inclusive gases feitos de metano, são abundantes em Titã. Estudos posteriores dessa lua prometem revelar muito sobre a formação planetária e, talvez, sobre os dias primordiais da Terra.

**FIGURA 9.27** ■ Os primeiros momentos após a sonda *Deep Impact* (Impacto Profundo) ter colidido com o cometa Tempel 1. Detritos do interior do cometa estão se expandindo do local de impacto. [NASA/JPL-Caltech/UMD]



(a)



(b)

**FIGURA 9.28** ■ (a) Saturno e seus anéis preenchem inteiramente o campo de visão nesta imagem em cor natural obtida pela espaçonave *Cassini-Huygens* em 27 de março de 2004. Variações de cor nos anéis refletem diferenças na composição dos materiais que os compõem, como gelo e rocha. Os cientistas da Cassini-Huygens investigarão a natureza e a origem dos anéis à medida que a missão progredir. (b) A superfície de Titã está repleta de "rochas" de gelo compostas de metano congelado e outros compostos que contêm carbono. [Imagens da NASA/JPL/SSI/ESA/University of Arizona]

## Outros sistemas solares

Durante anos, cientistas e filósofos têm especulado que talvez haja planetas ao redor de outras estrelas que não apenas o nosso Sol. Na década de 1990, os astrônomos descobriram planetas orbitando próximos a estrelas semelhantes ao Sol. Em 1999, a primeira família de **exoplanetas** – os sistemas solares de outras estrelas – foi identificada. Esses planetas têm luz muito fraca para serem vistos diretamente pelos telescópios. Porém, sua existência pode ser inferida a partir de uma leve atração gravitacional da estrela em que orbitam, causando nela movimentos de vaivém que podem ser medidos. Vemos esses movimentos registrados nos espectros da luz estelar. A maioria dos planetas encontrados dessa forma é do tamanho de Júpiter ou ainda maior e orbita próximo das estrelas-mães – muitos a uma distância abrasante. Planetas do tamanho da Terra foram descobertos em anos recentes utilizando outros métodos. No início de 2009, os astrônomos haviam descoberto mais de 300 novos planetas, organizados em 249 sistemas solares. Sondas espaciais fora da atmosfera da Terra são capazes de procurar por um esmorecimento da luz de uma estrela-mãe, exatamente no momento em que um planeta em sua órbita passa em sua frente, interceptando a linha de visada para a Terra.

Somos fascinados pelos sistemas planetários de outras estrelas pelo que eles podem vir a nos ensinar sobre nossa própria origem. Nosso redobrado interesse, todavia, reside na profunda implicação científica e filosófica contida na questão: "Existe mais alguém fora daqui?". Dentro de 15 anos, uma sonda espacial denominada "Descobridora da Vida" (*Life Finder*) poderia estar equipada com instrumentos para analisar as atmosferas de exoplanetas em nossa galáxia na busca de indícios da presença de algum tipo de vida. Tendo em vista o que conhecemos sobre os processos biológicos, a vida em um exoplaneta seria, provavelmente, baseada em carbono e precisaria de água líquida. As temperaturas brandas que desfrutamos na Terra – não tão afastadas do intervalo entre os pontos de congelamento e ebulição da água – parecem ser essenciais (ver Capítulo 11). Uma atmosfera é necessária para filtrar a radiação prejudicial da estrela-mãe, e o planeta deve ser grande o suficiente para que seu campo gravitacional impeça a atmosfera de escapar para o espaço. Para que exista um planeta habitável e com vida avançada como nós a conhecemos, são necessárias condições ainda mais limitantes. Por exemplo, se o planeta fosse muito grande, organismos delicados, como os humanos, seriam frágeis demais para resistir

# Projeto no Google Earth

Com a tecnologia moderna, somos capazes de enviar "geólogos robóticos" à superfície de Marte para estudar seus ambientes atuais e antigos até que os humanos possam ir lá um dia. Esses veículos têm muitas das ferramentas que os geólogos humanos usariam, inclusive câmeras, microscópios, espectrômetros e ferramentas para coletar amostras de rochas. Os dois veículos de exploração de Marte, *Spirit* e *Opportunity*, foram lançados em 2003 e aterrissaram em Marte no início de 2004. Neste exercício, usaremos o Google Mars para seguir a trilha do *Opportunity* conforme exploramos o Meridiani Planum, a região onde ele pousou.

Abra o Google Earth e clique no ícone do planeta na parte superior (que se parece com Saturno). Selecione "Marte". Na janela de busca "vá para" à esquerda, digite "*Opportunity*". O Google Mars navegará para a área onde o *Opportunity* pousou e que está percorrendo desde 2004.

À medida que o cursor paira sobre a tela do Google Marte, aparecerá uma mão. Você pode usá-la para clicar e arrastar a região de interesse. Clique e arraste de forma que a tela esteja centrada no local de pouso do *Opportunity* (marcado com uma bandeira dos Estados Unidos). Use o *zoom* para ver a rota de trajeto que o veículo percorreu (marcada com uma linha vermelha).

**LOCALIZAÇÃO** Meridiani Planum, a região de Marte onde o veículo *Opportunity* aterrissou.

**OBJETIVO** Usar as ferramentas do Google Marte para medir distâncias de percurso e decifrar a morfologia de crateras.

**REFERÊNCIA** Figura 9.23

1. Onde o *Opportunity* pousou? (Você pode precisar usando o *zoom* sobre o local de pouso para ver os nomes dos lugares.)
   - *a.* Cratera Eagle
   - *b.* Cratera Endurance
   - *c.* Cratera Victoria
   - *d.* Cratera Gusev

2. Qual é a latitude e a longitude do local de pouso do *Opportunity*?
   - *a.* 2°03′05″S, 5°29′44″W
   - *b.* 1°56′51″S, 5°30′30″W
   - *c.* 1°56′42″S, 5°31′16″W
   - *d.* 2°25′01″S, 5°30′10″W

3. Qual é a maior cratera que o *Opportunity* já explorou?
   *a.* Cratera Erebus
   *b.* Cratera Victoria
   *c.* Cratera Vostok
   *d.* Cratera Endurance
4. Qual direção geral o veículo percorreu?
   *a.* Leste
   *b.* Oeste
   *c.* Norte
   *d.* Sul
5. O que você poderia esperar ver no solo e nas paredes da Cratera Victoria?
   *a.* Dunas no solo, afloramentos de rocha nas paredes
   *b.* Dunas no solo, montes de poeira nas paredes
   *c.* Pegadas alienígenas no solo, antigos leitos de rios nas paredes
   *d.* O escudo térmico da espaçonave no solo, raízes de plantas nas paredes

### *Pergunta-desafio opcional*

6. Usando a ferramenta de régua do Google Earth, selecione "caminho" e, depois, "metros" como a unidade de medida. Desenhe um trajeto acompanhando o percurso feito pelo *Opportunity* da Cratera Eagle até a borda oeste da Cratera Victoria (linha vermelha). (Ignore os trajetos do veículo dentro e ao redor das crateras.) Qual é a distância aproximada percorrida pelo veículo?
   *a.* 10.000 m
   *b.* 7.300 m
   *c.* 4.500 m
   *d.* 2.700 m

a sua vigorosa força gravitacional. Esses requisitos são muito restritivos para que a vida exista em algum outro lugar? Muitos cientistas pensam que não, considerando a existência de bilhões de estrelas semelhantes ao Sol na nossa galáxia.

## RESUMO

***Como se originou o nosso sistema solar?*** Segundo a hipótese da nebulosa, o Sol e sua família de planetas se formaram quando uma nuvem de gás e poeira, conhecida como nebulosa solar, se condensou há cerca de 4,5 bilhões de anos. Os planetas interiores terrestres, inclusive a Terra, diferem dos planetas exteriores gigantes em termos de composição.

***Como a Terra se formou e evoluiu no decorrer do tempo?*** A Terra provavelmente aumentou por acrescimento de planetesimais colidentes. Logo depois de formada, foi impactada por um corpo gigantesco aproximadamente do tamanho de Marte. A matéria ejetada para o espaço, tanto da Terra como do corpo, agregou-se para formar a Lua. O impacto gerou calor suficiente para fundir grande parte do que restou da Terra. A radioatividade e a energia gravitacional também contribuíram para o aquecimento e a fusão inicial. A matéria mais pesada, rica em ferro, afundou para o centro da Terra para formar o núcleo, e a matéria mais leve ascendeu para formar a crosta. Gases ainda mais leves formaram os oceanos e a atmosfera da Terra. Dessa forma, a Terra foi transformada em um planeta diferenciado, com camadas distintas.

***Quais são os principais eventos da história primitiva do sistema solar?*** A idade do sistema solar, conforme determinada a partir da datação isotópica de meteoritos, é de aproximadamente 4,56 bilhões de anos. A Terra e os outros planetas terrestres formaram-se em um intervalo de cerca de 10 milhões de anos. O impacto que formou a Lua ocorreu há 4,51 bilhões de anos. Minerais de até 4,4 bilhões de anos de idade sobreviveram na crosta terrestre. O Bombardeio Pesado Tardio, que teve seu pico em torno de 3,9 bilhões de anos atrás, marcou o fim do Éon Hadeano na Terra.

***Como as superfícies planetárias podem ser datadas?*** Rochas coletadas na superfície da Lua pelas missões Apollo foram datadas usando métodos isotópicos. As terras altas lunares mostram idades de 4,4 a aproximadamente 4,0 bilhões de anos. Os mares lunares mostram idades de 4,0 a 3,2 bilhões de anos. Essas idades isotópicas permitiram aos geólogos calibrar a escala de tempo relativa que haviam desenvolvido por contagem de crateras.

***Os outros planetas têm sistemas de tectônica de placas?*** Vênus é o único planeta, além da Terra, que tem feições indicativas de atividade tectônica, resultante de convecção do manto. Mas Vênus não parece ter placas litosféricas espessas. Em vez disso, esse planeta tem uma crosta delgada de lava solidificada que se quebra em flocos ou se enruga como um tapete à medida que é empurrada e esticada por vigorosas correntes de convecção. Esse processo, referido pelos geólogos como tectônica de flocos, pode ter ocorrido na Terra quando ela era mais nova e mais quente.

***Como tem sido feita a exploração de Marte e dos outros planetas?*** Quatro tipos de espaçonaves têm sido usados para explorar Marte e os outros planetas. Durante um sobrevoo, uma espaçonave aproxima-se de um planeta apenas uma vez. Uma orbitadora circula o planeta, fazendo observações remotas de sua superfície e de seu interior. Uma aterrissadora pode, de fato, tocar a superfície de um planeta para fazer observações locais. Um veículo pode deixar o local de pouso e percorrer diversos quilômetros para investigar novos terrenos.

***Existe água em Marte?*** Hoje, a água está presente em Marte apenas na forma de calotas de gelo nos polos marcianos e também como permafrost. No passado, a água pode ter estado presente na forma líquida, segundo a evidência geológica de que ela percorreu a superfície para criar canais de corrente e depositar sedimentos em correntes sinuosas. A água também acumulou-se em lagos ou mares rasos, onde evaporou e precipitou uma variedade de sedimentos químicos, inclusive sulfatos.

***Como usamos a luz na exploração das estrelas e do sistema solar?*** Em alguns casos, podemos usar fotografias aprimoradas de telescópios, que podem revelar feições superficiais de objetos distantes. Em outros, podemos usar informações do espectro de luz, que varia dependendo da composição do objeto que produz ou reflete essa luz.

***Nosso sistema solar é único?*** Temos evidência de mais de 300 planetas que giram em torno de outras estrelas. Em diversos casos, existe mais de um planeta nesses sistemas solares. Uma vez que esses novos planetas estão fora do nosso sistema solar, podem ser chamados de exoplanetas.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

asteroide (p. 227)
Bombardeio Pesado (p. 233)
diferenciação gravitacional (p. 227)
exoplaneta (p. 249)
hipótese da nebulosa (p. 224)
meteorito (p. 227)
nebulosa solar (p. 225)
planeta anão (p. 232)
planeta terrestre (p. 226)
planetesimal (p. 226)
tectônica de flocos (p. 237)

## EXERCÍCIOS

1. Como e por que os planetas interiores do sistema solar diferem dos planetas exteriores?
2. O que causou a diferenciação da Terra em um planeta em camadas e qual foi o resultado?
3. A densidade média de Mercúrio é menor do que a da Terra, mas o tamanho relativo de seu núcleo é maior. Como você explica isso?
4. Que aspectos da geologia da Terra e da Lua são consistentes com os altos índices de impacto durante o Bombardeio Pesado Tardio?
5. Que feições de superfície você procuraria em Marte se estivesse buscando evidências de água líquida em seu passado geológico?
6. Quais são as vantagens e desvantagens de espaçonaves que sobrevoam ou orbitam um corpo planetário em comparação com as que aterrissam ou se movem sobre sua superfície?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Se um enorme impacto, como o que formou a Lua, ocorresse depois do estabelecimento da vida na Terra, quais seriam as consequências?
2. Se você fosse um astronauta prestes a aterrissar em um planeta inexplorado, como poderia decidir se tal planeta foi diferenciado e, além disso, se foi geologicamente ativo?
3. Sabendo como a Lua foi formada, que resultados você esperaria encontrar se alguém lhe informasse que um grande meteorito colidiu com um planeta duas vezes maior que ele? Qual poderia ser o efeito dessa colisão na composição interna do planeta? Em que o resultado do impacto seria diferente se o meteoro fosse significativamente menor que o planeta?
4. Durante uma tempestade de poeira em Marte, os sedimentos preenchem a atmosfera com poeira. Mas Marte tem uma atmosfera muito mais delgada do que a da Terra. Para mover areia, o vento teria que soprar mais rápido em Marte para compensar essa diferença?
5. Muitos cientistas pensam que há água em Marte. Hoje ela está congelada, mas, há 4 bilhões de anos atrás, pode ter sido líquida. O que aconteceu? Descreva todos os mecanismos possíveis para essa mudança. Que evidências você buscaria para ajudar a decidir entre essas possibilidades?
6. Como a descoberta de planetas orbitando outras estrelas pode contribuir para o debate sobre a possibilidade de a vida existir em qualquer parte do cosmos? Quais as implicações filosóficas e científicas que a possível existência de vida em planetas de outras estrelas pode trazer?
7. Quais são as vantagens e desvantagens para a vida em um planeta diferenciado? E em um planeta geologicamente ativo?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] TNT é a sigla de trinitrotolueno, $C_7H_5O_6N_3$.
[2] A inclinação do eixo da Terra varia de 21,5° a 24,5° a cada 21 mil anos, sendo conhecida como *variação da obliquidade*. A inclinação atual é de 23,5°.
[3] O número 4 indica a quantidade conhecida de asteroides do mesmo tamanho de Vesta, cujo raio é de 269 km.
[4] K/T = limite entre o Cretáceo e o Terciário.
[5] Em português, "Topografia Global de Marte".

# 10

# A História dos Continentes

A estrutura da América do Norte ■ 256
Províncias tectônicas ao redor do mundo ■ 262
Como os continentes crescem ■ 264
Como os continentes são modificados ■ 266
A origem dos crátons ■ 276
A estrutura profunda dos continentes ■ 278

Quase dois terços da superfície terrestre – toda a crosta oceânica – foram criados pela expansão do assoalho oceânico durante os últimos 200 milhões de anos, um intervalo que abrange meros 4% da história da Terra. As histórias de eventos mais antigos estão completamente contidas na crosta continental. Dessa forma, para entender como a Terra evoluiu desde o seu início incandescente, precisamos olhar para os continentes, que contêm rochas cuja idade chega a 4 bilhões de anos.

O registro geológico na crosta continental é muito complexo, mas nossa habilidade para lê-lo foi imensamente aperfeiçoada nos últimos anos. Os geólogos aprenderam a usar a teoria da tectônica de placas para interpretar cinturões de montanhas que foram erodidos e as assembleias de rochas que resultaram do fechamento de bacias e da colisão de continentes. Novas ferramentas geoquímicas, como a datação isotópica, ajudam-nos a decifrar a história das rochas continentais. Hoje podemos construir imagens da estrutura dos continentes muito abaixo da superfície terrestre usando redes de sismógrafos e de outros sensores. Uma descoberta não prevista pela teoria da tectônica de placas é que em áreas da crosta continental mais antiga, as placas têm estruturas em forma de profundas "quilhas"[1], que são muito mais espessas que a litosfera que se localiza sob as mais antigas bacias oceânicas.

**Neste capítulo, descreveremos a estrutura dos continentes da Terra e examinaremos sua história de 4 bilhões de anos para ver o que ela nos diz a respeito dos processos que os formaram – e ainda os estão modificando hoje em dia.** Veremos como os processos tectônicos adicionaram material novo à crosta continental, como a convergência de placas espessou essa crosta em cinturões de montanhas e como essas montanhas foram erodidas para expor as rochas do embasamento metamórfico encontradas em muitas das regiões mais antigas dos continentes. Voltaremos ao período mais primitivo da evolução continental, o Éon Arqueano (3,9 a 2,5 bilhões de anos atrás), para refletir sobre dois dos grandes mistérios da história da Terra: como os continentes e as suas profundas quilhas se formam e como eles se mantiveram durante bilhões de anos de tectônica de placas e deriva continental?

Mapa de sombreamento do relevo do continente norte-americano. [U. S. Geological Survey]

Os continentes, como as pessoas, mostram uma grande variedade de feições que refletem suas origens e sua experiência ao longo do tempo. No entanto, também como as pessoas, os continentes mostram muitas similaridades em sua estrutura básica e padrões de crescimento. Antes de considerar os continentes de forma geral, vamos discutir algumas das maiores feições de um continente cuja geologia é bem conhecida: a América do Norte.

## A estrutura da América do Norte

A história tectônica da América do Norte se reflete em suas **províncias tectônicas** – regiões em grande escala formadas por processos tectônicos específicos (**Figura 10.1**).

As partes mais antigas da crosta, construídas durante os episódios de deformação também antigos, tendem a ser encontradas na porção setentrional do interior do continente. Essa região, que inclui a maior parte do Canadá e as massas de terra estreitamente conectadas à Groenlândia, é *tectonicamente estável*. Em outras palavras, ela se manteve em grande parte não perturbada durante os episódios recentes de rifteamento, deriva e colisão continental e foi intensamente erodida. Nos limites desses terrenos mais antigos estão os cinturões metamórficos mais novos, onde a maioria das cadeias de montanhas atuais é encontrada, formando feições topográficas alongadas próximas às margens dos continentes. Podem-se citar como exemplos a *Cordillera*[2] ou Cordilheira da América do Norte, que se estende ao longo da borda oeste da América do Norte e inclui as Montanhas Rochosas, e o *cinturão de dobramentos dos Apalaches*, que

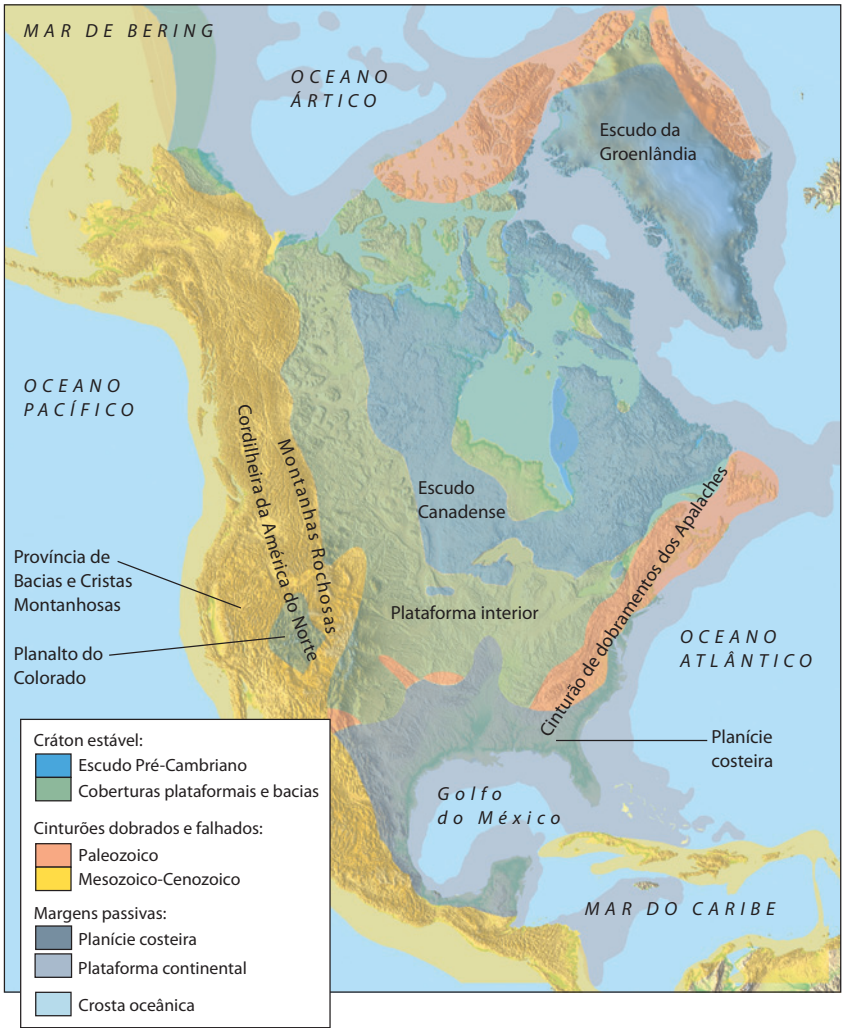



**FIGURA 10.1** ■ As principais feições tectônicas da América do Norte refletem os processos que formaram o continente.

tem uma direção sudoeste-nordeste ao longo da margem oriental do continente.

## O interior estável

Grande parte do centro e do leste do Canadá é uma paisagem de rochas cristalinas do embasamento muito antigas – um domínio tectônico imenso (8.000.000 $km^2$) que os geólogos chamam de *Escudo Canadense* (**Figura 10.2**). Ele consiste primariamente em rochas graníticas e metamórficas do Pré-Cambriano, como gnaisses, junto com rochas vulcânicas e sedimentares altamente deformadas e metamorfizadas, além de conter grandes depósitos de ferro, ouro, cobre, diamantes e níquel. Essa região primitiva representa um dos registros mais antigos da história da Terra, sendo em grande parte do Éon Arqueano. Eduard Suess, um geólogo austríaco do século XIX, denominou essas áreas **escudos** continentais porque elas emergem dos sedimentos circundantes como um escudo parcialmente enterrado em um campo de batalha.

Na América do Norte, os sedimentos de *plataformas* sub-horizontais foram depositados na crosta continental estável em torno da periferia do Escudo Canadense e também próximo ao seu centro, perto da baía de Hudson (ver Figura 10.1). Ao sul e a oeste do Escudo Canadense existe uma vasta região de terras baixas cobertas por sedimentos, denominada *plataforma interior*, que compreende as Grandes Planícies do Canadá e dos Estados Unidos. As rochas do embasamento pré-cambriano sotopostas à plataforma interior representam a continuidade do Escudo Canadense, embora nesse local elas estejam sob camadas de rochas sedimentares paleozoicas, geralmente com menos de 2 km de espessura.

Os sedimentos da plataforma norte-americana foram depositados sobre o embasamento pré-cambriano deformado e erodido sob condições variáveis. Algumas formações rochosas (arenitos marinhos, calcários, folhelhos, depósitos deltaicos, evaporitos) indicam sedimentação em mares intracontinentais extensos e rasos. Outras (sedimentos não marinhos, depósitos de carvão) indicam depósitos de planície aluvial ou de lagos ou pântanos.

No interior da plataforma, existe uma série de estruturas circulares: amplas bacias sedimentares, formando depressões genericamente ovais onde os sedimentos são mais espessos que aqueles que circundam a plataforma, e domos, que são áreas onde sedimentos da plataforma foram soerguidos e sofreram erosão para expor as rochas do embasamento (**Figura 10.3**). A maioria das bacias é de subsidência térmica, ou seja, são regiões que afundaram quando porções aquecidas da litosfera resfriaram e contraíram-se (ver Capítulo 5). Um exemplo é a Bacia de Michigan, uma área circular de aproximadamente 200.000 $km^2$ que cobre a maior parte da Península Inferior de Michigan[3] (Figura 7.15). Essa bacia afundou ao longo

**FIGURA 10.2** ■ Uma vista aérea das antigas rochas metamórficas erodidas expostas na superfície do Escudo Canadense, Nunavut, Canadá. [Roy Tanami/Ursus Photography]

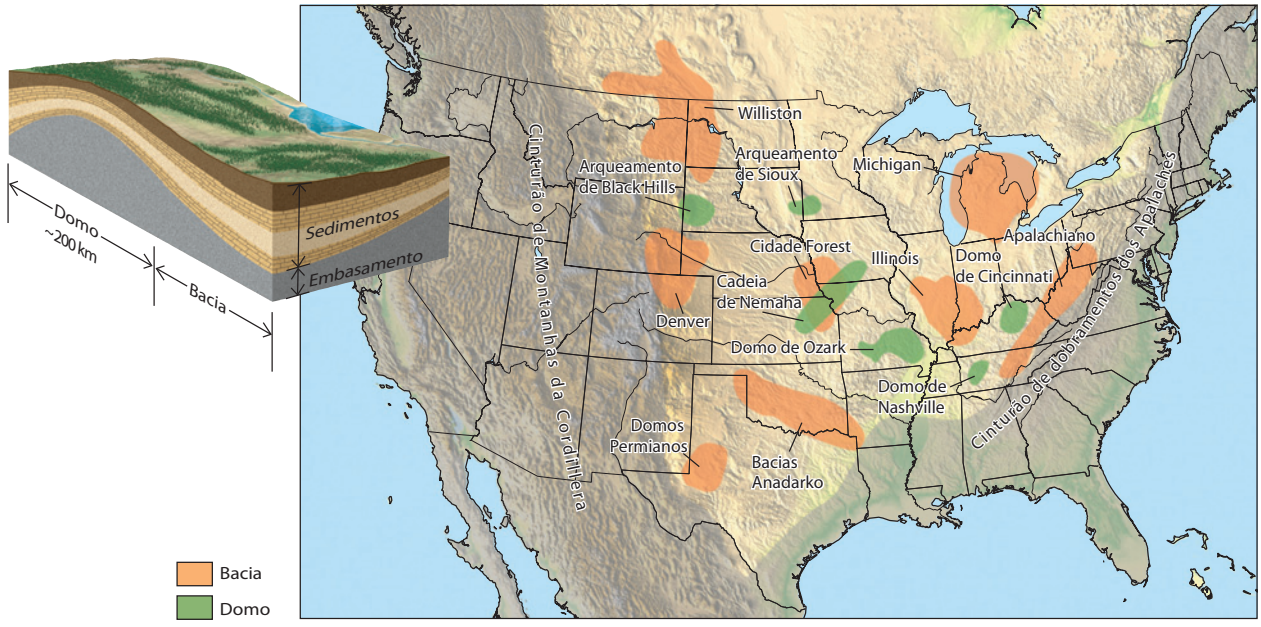



**FIGURA 10.3** ■ Um mapa do interior da plataforma da América do Norte, mostrando a sua estrutura em domos e bacias. As bacias são regiões aproximadamente circulares de sedimentos com grande espessura. Os domos são regiões onde os sedimentos têm espessura anomalamente pequena. Rochas do embasamento estão expostas nos topos desses domos, como no arqueamento de Black Hills[4] e no Domo de Ozark.

de grande parte da Era Paleozoica e recebeu sedimentos com mais de 5 km de espessura em sua parte mais central e profunda. Os arenitos e outras rochas sedimentares das bacias foram depositados sob condições tranquilas, permanecendo não metamorfizados e apenas levemente deformados até hoje. As bacias da plataforma interior contêm importantes depósitos de urânio, carvão, petróleo e gás. Ricos depósitos minerais nas rochas do embasamento estão próximos à superfície nos domos e também podem se tornar armadilhas para petróleo e gás.

## O cinturão de dobramentos dos Apalaches

Bordejando o lado leste do interior estável da América do Norte estão as antigas montanhas erodidas dos Apalaches. Esse clássico cinturão de dobramentos e acavalamento, que já analisamos no Capítulo 7, estende-se ao longo da América do Norte, desde a Terra Nova[5] até o Estado do Alabama. As assembleias de rochas e estruturas hoje encontradas nessa área resultaram de colisões entre continentes que formaram o supercontinente Pangeia 470 a 270 milhões de anos atrás. O lado oeste dos Apalaches é limitado pelo *planalto de Allegheny*, uma região de sedimentos levemente soerguidos e com pouca deformação que é rica em carvão e petróleo. Movendo-se para o leste, podem-se encontrar regiões progressivamente mais deformadas (**Figura 10.4**):

- *Província de Vales e Cristas*[6]. As espessas rochas sedimentares paleozoicas depositadas sobre uma antiga plataforma continental foram dobradas e empurradas de sudeste para noroeste por forças compressivas. As rochas mostram que a deformação ocorreu em três episódios de construção de montanhas: o primeiro iniciando no Ordoviciano Médio (cerca de 470 milhões de anos atrás); o segundo, no Devoniano Médio ao Superior (380 a 360 milhões de anos atrás); e o terceiro, no final do Carbonífero Superior e no início do Permiano (320 a 270 milhões de anos atrás).
- *Província Cadeia Azul (Blue Ridge)*. Essas montanhas erodidas são compostas principalmente de rochas cristalinas fortemente metamorfizadas, cambrianas e pré-cambrianas. As rochas dessa província não foram intrudidas e metamorfizadas na sua atual posição geográfica, tendo sido empurradas como escamas sobre as rochas sedimentares da Província de Cristas e Vales no final da Era Paleozoica, há aproximadamente 300 milhões de anos.
- *Piemonte*. Essa região montanhosa contém rochas sedimentares e vulcânicas pré-cambrianas paleozoicas metamorfizadas e intrudidas por granito, sendo o conjunto erodido para formar os atuais relevos baixos. O vulcanismo iniciou-se no final do Pré-Cambriano e continuou no Cambriano. O Piemonte foi empurrado sobre as rochas da Província Cadeia Azul, ao longo de uma falha de empurrão de grande escala, cavalgando-as para o noroeste. Pelo menos dois episódios de deformação são evidentes, coincidindo com os dois últimos episódios de formação de montanhas na Província de Vales e Cristas.

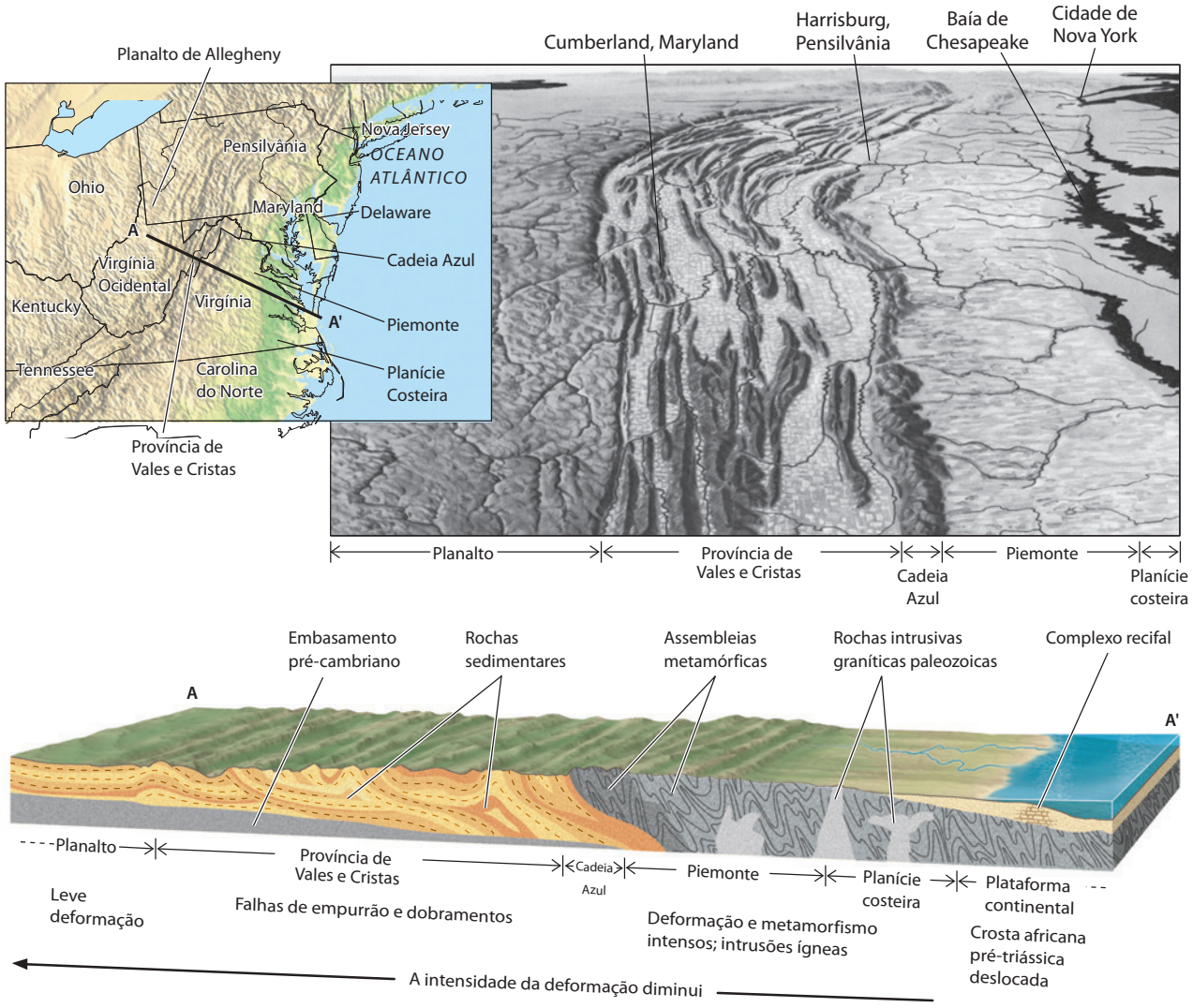



**FIGURA 10.4** ■ A província do cinturão de dobramentos dos Apalaches, mostrada em visão panorâmica para nordeste, e uma secção transversal idealizada. A intensidade de deformação aumenta do oeste para o leste. [Fonte: S. M. Stanley, *Earth System History*. New York: W. H. Freeman, 2005. Visão panorâmica da NASA]

## A planície costeira e a plataforma continental

Na planície costeira do Atlântico, a leste do cinturão de dobramentos dos Apalaches, os sedimentos relativamente não perturbados do Jurássico e os mais novos estão sobrepostos a rochas similares àquelas do Piemonte. A planície costeira atlântica e a plataforma continental, que é sua continuação costa afora (ver Figura 10.1), começaram a se desenvolver no Período Triássico, em torno de 180 milhões de anos atrás, por meio do rifteamento que precedeu a quebra de Pangeia e a abertura do atual Oceano Atlântico. Os vales em rifte formaram bacias que aprisionaram uma sequência espessa de sedimentos não marinhos. À medida que esses depósitos acumulavam-se, foram sendo intrudidos por soleiras e diques basálticos. O vale do rio Connecticut e a Baía de Fundy são vales em rifte preenchidos por esses sedimentos.

No início do Período Cretáceo, à medida que a expansão do assoalho oceânico ampliava o Oceano Atlântico, a superfície da planície costeira atlântica, profundamente erodida, e a plataforma continental começaram a resfriar, sofrer subsidência e a receber sedimentos do continente. Os sedimentos do Cretáceo e do Terciário, cuja espessura chega a 5 km, preencheram a fossa que estava em lenta subsidência, e ainda mais material sedimentar foi depositado nas águas mais profundas da elevação continental. Essa bacia ainda está ativa e continua a receber sedimentos. Se o estágio atual de abertura do Atlântico for revertido daqui a alguns milhões de anos, os sedimentos dessas bacias serão dobrados e falhados por um processo do mesmo tipo que produziu os Apalaches.

A planície costeira e a plataforma do Golfo do México são extensões contínuas da planície costeira e da plataforma atlântica, interrompidas brevemente apenas pela Península da Flórida, uma grande plataforma carbonática. Os rios Mississippi, Grande e outros que drenam o interior do continente norte-americano forneceram sedimentos para preencher uma fossa com cerca de 10 a 15 km de profundidade que se localizava paralela à costa. A planície costeira e a plataforma do Golfo são ricos reservatórios de petróleo e gás natural.

## A Cordilheira da América do Norte

O interior estável da plataforma da América do Norte é limitado a oeste por um complexo de cadeias de montanhas e cinturões de deformação (**Figura 10.5**). Essa região é parte da Cordilheira da América do Norte, um cinturão de montanhas que se estende do Alasca à Guatemala e que contém alguns dos mais altos picos do continente. Na sua seção média, entre San Francisco e Denver, o sistema cordilheirano tem uma largura de cerca de 1.600 km e inclui diversas províncias fisiográficas contrastantes: as Cadeias Costeiras[7] ao longo do Oceano Pacífico; as majestosas montanhas da Sierra Nevada; a Província de Bacias e Cristas Montanhosas[8]; as terras altas e planas do Planalto do Colorado; e as acidentadas Montanhas Rochosas, que terminam abruptamente no limite das Grandes Planícies, no interior estável.

A história da Cordilheira da América do Norte é complicada, com detalhes que variam ao longo de sua extensão. É uma história de interação das placas do Pacífico, de Farallon e da América do Norte durante os últimos 200 milhões de anos. Antes da fragmentação da Pangeia, a Placa de Farallon ocupou a maior parte do Oceano Pacífico leste. À medida que a América do Norte moveu-se para oeste, a maior parte desta litosfera oceânica foi consumida para leste, sob o continente. A margem oeste do continente varreu arcos de ilhas e fragmentos continentais, e a zona de subducção, por fim, engolfou porções do centro de expansão do Pacífico-Farallon, que converteu o limite convergente no moderno sistema da falha transformante de Santo André (**Figura 10.6**). Hoje, tudo o que restou da Placa de Farallon são pequenos fragmentos, que constituem as placas de Juan de Fuca e de Coccos, as quais ainda estão sendo subduzidas sob a América do Norte.

A principal fase de construção de montanhas da Cordilheira aconteceu na última metade da Era Mesozoica e no início do Período Terciário (150 a 50 milhões de anos

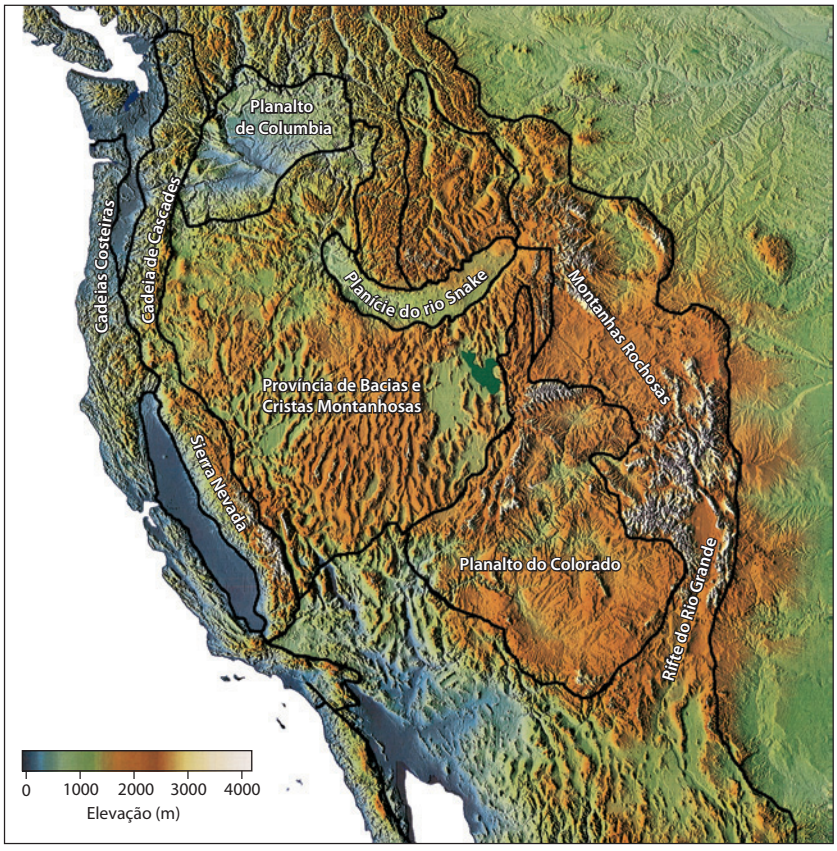



**FIGURA 10.5** ■ Topografia da Cordilheira da América do Norte no oeste dos Estados Unidos. A modelização por computador de dados de elevação digitalizados produziu este mapa colorido de sombreamento de relevo. As principais províncias estruturais da área são claramente visíveis, como se estivessem sendo iluminadas por uma fonte de luz baixa a partir do oeste.

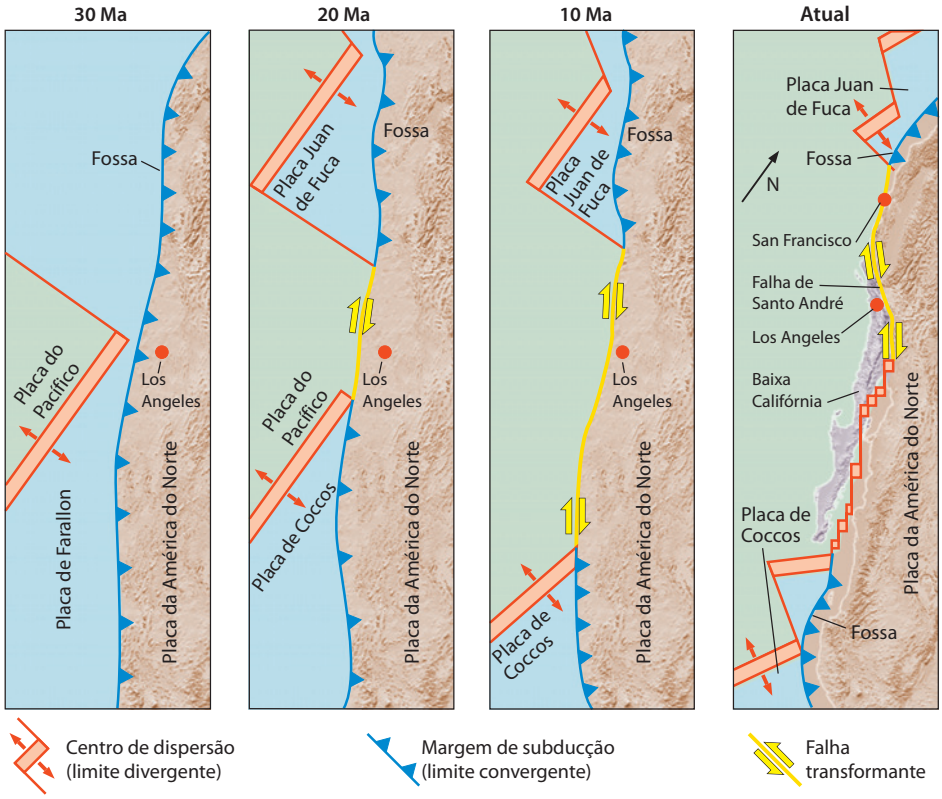



**FIGURA 10.6** ■ A interação da costa oeste da América do Norte com a Placa de Farallon, que se reduz à medida que é progressivamente consumida sob a Placa da América do Norte, deixando as placas atuais de Juan de Fuca e de Coccos como sendo seus pequenos remanescentes. As setas pretas mostram o sentido de movimento relativo entre as placas do Pacífico e da América do Norte. (Ma, milhões de anos atrás.)[Fonte: W. J. Kious and R. I. Trilling, *This Dynamic Earth: The Story of Plate Tectonics*. Washington, D.C.: U.S. Geological Survey, 1996]

atrás). O sistema cordilheirano é topograficamente mais alto que os Apalaches, o que não surpreende, uma vez que houve menos tempo para a erosão aplainá-lo. A forma e a altura da Cordilheira que vemos hoje são manifestações de eventos ainda mais recentes ocorridos no Período Quaternário, abrangendo os últimos 15 ou 20 milhões de anos, quando a Placa do Pacífico encontrou pela primeira vez a da América do Norte (ver Figura 10.6). Durante esses períodos, as montanhas sofreram **rejuvenescimento**, isto é, as montanhas foram soerguidas novamente e trazidas de volta para um estágio mais jovem. Nessa época, as porções central e meridional das Rochosas atingiram a maior parte da sua altura atual como resultado de um amplo arqueamento regional. As Rochosas foram soerguidas de 1.500 a 2.000 metros, à medida que as rochas do embasamento Pré-Cambriano e sua cobertura de sedimentos deformados tardiamente foram empurradas acima do nível de suas circunvizinhanças. A erosão fluvial acelerou-se, a topografia das montanhas ficou mais afilada e os cânions se aprofundaram. Como veremos no Capítulo 22, o rejuvenescimento não é apenas controlado por processos tectônicos, mas também pela interação das mudanças climáticas e tectônicas. Por exemplo, o aumento de relevo de algumas cadeias de montanhas da Cordilheira pode não ter ocorrido como resultado do final das idades glaciais na Época Pleistocena.

A *Província de Bacias e Cristas Montanhosas* desenvolveu-se por meio de soerguimento e estiramento da crosta em uma direção de noroeste para sudeste. Essa extensão começou com o aquecimento da litosfera por correntes de convecção ascendentes no manto cerca de 15 milhões de anos atrás e continua até o presente (ver Capítulo 7). O resultado é uma ampla zona de falhamento normal que se estende da região meridional de Oregon até o México, incluindo Nevada, oeste de Utah e partes do leste da Califórnia, Arizona, Novo México e oeste do Texas. A Província de Bacias e Cristas Montanhosas é vulcanicamente ativa e contém extensos depósitos hidrotermais de ouro, prata, cobre e outros metais valiosos. Milhares de falhas aproximadamente verticais cortaram a crosta em inúmeros blocos soerguidos e rebaixados, formando centenas de cadeias de montanhas de blocos falhados, aproximadamente paralelas e separadas por vales em rifte preenchidos por sedimentos. A Cadeia de Wasatch, em Utah, e a Cadeia de Teton, em Wyoming (**Figura 10.7**), estão sendo soerguidas na borda leste da Província de Bacias e Cristas Montanhosas, enquanto a Sierra Nevada da Califórnia está sendo soerguida e inclinada pela borda oeste.

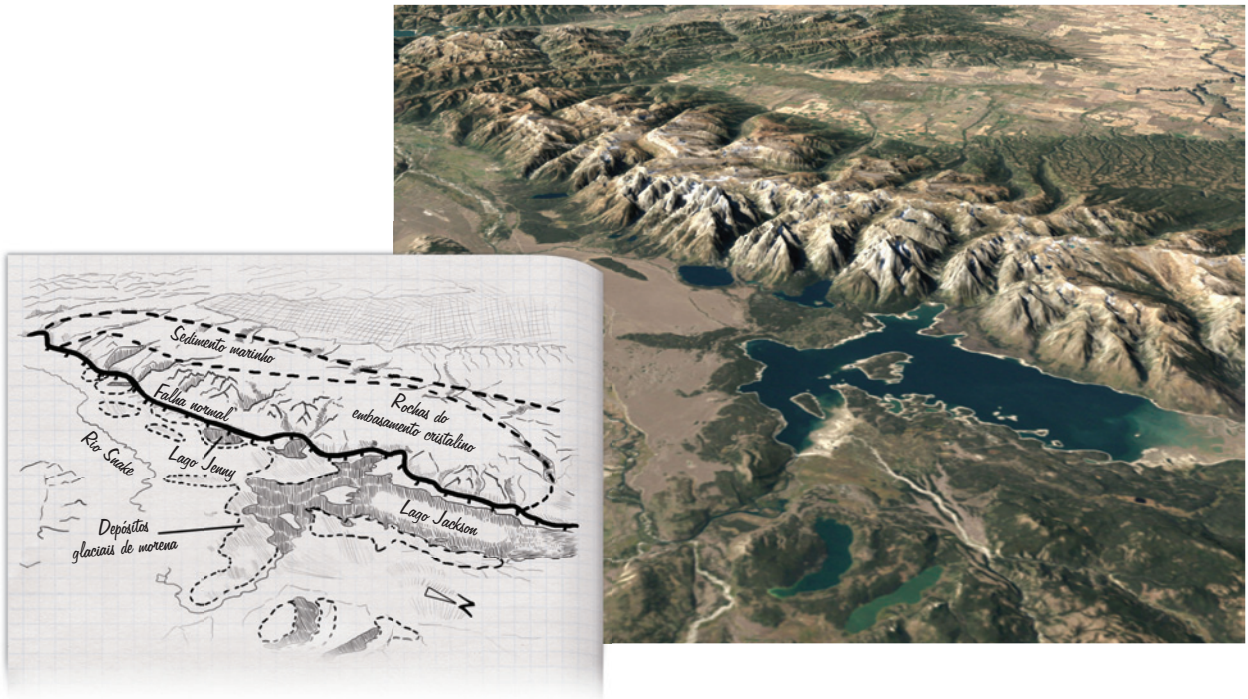



**FIGURA 10.7** ■ Imagem sintetizada de dados de satélite da Cordilheira Teton, em Wyoming, EUA. A face leste acentuada da cordilheira, que tem relevo vertical de mais de 2.000 m, resulta do falhamento normal ao longo da borda nordeste da Província de Bacias e Cristas Montanhosas. A vista é do nordeste, voltada para o sudoeste. A montanha Grand Teton, próxima ao centro da imagem, chega a uma altitude de 4.200 metros. [NASA/Goddard Space Fight Center, Landsat 7 Team]

O *Planalto do Colorado* aparenta ser uma ilha de estabilidade que não sofreu tensão ou compressão relevantes desde o Pré-Cambriano. O amplo soerguimento do planalto fez com que o rio Colorado causasse um profundo corte nas camadas tabulares das formações rochosas sedimentares, formando o Grand Canyon. Os geólogos acreditam que esse soerguimento foi causado pelo mesmo tipo de aquecimento litosférico que está estirando a crosta na Província de Bacias e Cristas Montanhosas.

## Províncias tectônicas ao redor do mundo

Vamos agora ampliar nosso olhar para os outros continentes da Terra. Cada continente tem suas próprias feições distintivas, mas um padrão geral torna-se evidente quando a geologia continental é vista em escala global (**Figura 10.8a**). Os escudos e as plataformas continentais compõem as partes mais estáveis da litosfera continental, chamadas de **crátons**, e contêm os remanescentes erodidos das antigas rochas deformadas. O cráton norte-americano compreende o Escudo Canadense e a plataforma interior (ver Figura 10.1).

Em torno desses crátons estão dispostos os cinturões de montanhas alongados ou **orógenos** (do grego *oros*, "montanha", e *génos*,"gerado por"), que foram formados por episódios posteriores de deformação compressiva. Os sistemas orogênicos (de construção de montanhas) mais novos, como a Cordilheira da América do Norte, são encontrados ao longo das **margens ativas** dos continentes, onde o movimento das placas tectônicas deforma continuamente a crosta continental.

As **margens passivas** dos continentes – aquelas que estão presas à crosta oceânica como parte da mesma placa e, por isso, não estão perto dos limites de placas – são zonas de crosta estendida, estiradas durante o rifteamento que fragmentou continentes mais antigos e iniciou a expansão do assoalho oceânico. Esse rifteamento ocorreu paralelamente a cinturões de montanhas mais antigos, como o cinturão de dobramentos dos Apalaches.

### Tipos de províncias tectônicas

O padrão geral de crátons delimitados por orógenos pode ser observado na Figura 10.8a, que representa as principais províncias tectônicas dos continentes. As classificações apresentadas neste mapa estão estreitamente relacionadas com as regiões que utilizamos para descrever a tectônica da América do Norte:

- *Escudo*. Uma região de rochas do embasamento cristalino, de idades pré-cambrianas, que permaneceram não deformadas no Éon Fanerozoico (542 milhões de anos atrás até o presente). Exemplo: Escudo Canadense.

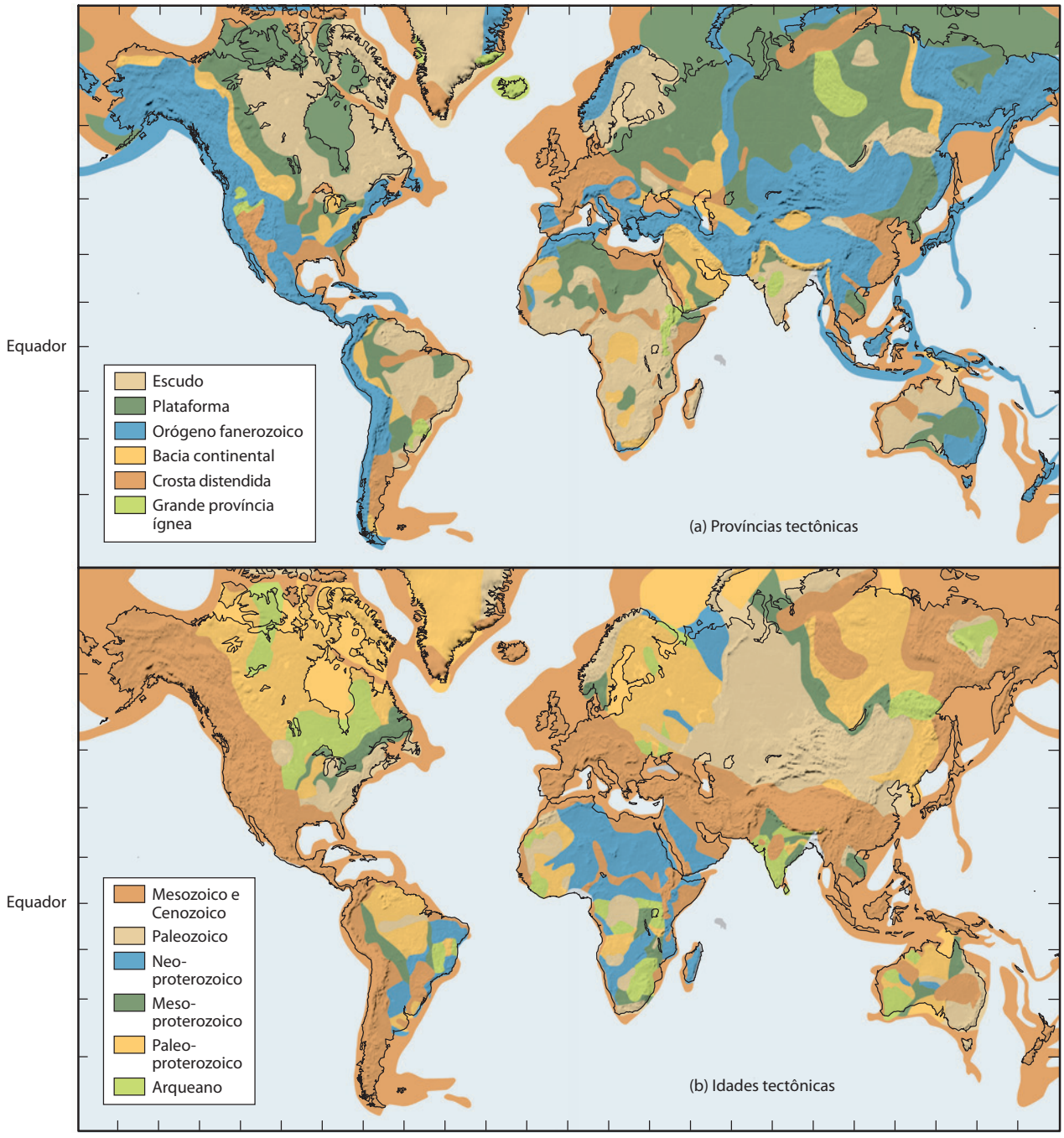



**FIGURA 10.8** ■ Uma visão global dos continentes mostrando: (a) as principais províncias tectônicas e (b) idades tectônicas. [W. Mooney/USGS]

- *Plataforma*. Uma região onde as rochas do embasamento pré-cambriano estão recobertas por alguns quilômetros de sedimentos sub-horizontais. Exemplos: interior da plataforma da América do Norte Central, Baía de Hudson.
- *Bacia continental*. Uma região de subsidência prolongada onde se acumularam espessos sedimentos do Fanerozoico, com camadas mergulhantes a partir das margens das bacias. Exemplos: bacia de Michigan.
- *Orógeno fanerozoico*. Uma região onde a construção de montanhas ocorreu durante o Fanerozoico. Exemplos: Cinturão dos Apalaches e Cordilheira da América do Norte.
- *Crosta distendida*. Uma região onde a deformação mais recente envolveu uma extensão crustal de gran-

**FIGURA 10.9** ■ O Xisto Vishnu, parte do embasamento do Mesoproterozoico (1,8 bilhão de anos) encontrado na base do Grand Canyon. [Stephen Trimble]

de proporção. Exemplos: Província de Bacias e Cristas Montanhosas, planície costeira atlântica.

## Idades tectônicas

A **idade tectônica** de uma rocha é aquela do último grande episódio de deformação crustal sofrido por essa rocha (Figura 10.8b). A maioria das rochas do embasamento continental sobreviveu a uma longa e complexa história de deformação, fusão e metamorfismo repetidos. Os geólogos podem, frequentemente, utilizar técnicas de datação isotópica e de outros indicadores de idades (ver Capítulo 8) para atribuir mais de uma idade a qualquer tipo de rocha. As idades tectônicas indicam a *última* vez que os "relógios" isotópicos dentro das rochas foram reajustados pela atividade tectônica e pelo metamorfismo concomitante da crosta superior. Por exemplo, muitas rochas ígneas do sudoeste dos Estados Unidos foram originalmente derivadas da fusão da crosta e do manto no Mesoproterozoico (1,9 a 1,6 bilhão de anos atrás) (**Figura 10.9**). No entanto, essas rochas foram substancialmente metamorfizadas durante os períodos subsequentes, incluindo diversos episódios de deformação compressiva no Mesozoico e rifteamento no Cenozoico. Assim, os geólogos atribuem essa região a uma categoria de idades mais novas (Mesozoico-Cenozoico).

## Um quebra-cabeça global

A atual distribuição das províncias continentais e idades representa um quebra-cabeça gigante, cujas peças têm sido rearranjadas e remodeladas por rifteamento, deriva e colisão continental ao longo de bilhões de anos. Apenas os últimos 200 milhões de anos de movimentos de placas podem ser determinados com confiança a partir da crosta oceânica. Os movimentos de placa anteriores a esse período devem ser inferidos a partir de evidências indiretas, encontradas em rochas continentais. No Capítulo 2, vimos que os geólogos têm feito notável progresso na reconstrução das configurações anteriores dos continentes, a partir tanto de dados paleomagnéticos e paleoclimáticos como das assinaturas da deformação expostas em antigos cinturões de montanhas. Na próxima seção, traçamos a história dos continentes ainda mais antigos do tempo geológico. Novamente, usamos a história da América do Norte como exemplo principal, começando com as províncias mais novas da costa oeste e retrocedendo no tempo até o Escudo Canadense. Nosso foco deverá concentrar-se em três questões-chave da evolução continental: que processos geológicos construíram os continentes que vemos hoje? Como esses processos se encaixam na teoria da tectônica de placas? A tectônica de placas pode explicar a formação original dos crátons? Como veremos, essas questões não foram completamente respondidas pela pesquisa geológica.

# Como os continentes crescem

Ao longo de sua história de 4 bilhões de anos, uma nova crosta foi adicionada aos continentes a uma taxa média de 2 $km^3$ por ano. Um grande debate entre os geólogos diz respeito ao modo como os continentes cresceram: teria sido um crescimento gradual ao longo do tempo geológico ou foi concentrado na história inicial da Terra? No moderno sistema da tectônica de placas, dois processos básicos trabalham em conjunto para formar a nova crosta continental: a adição magmática e a acreção.

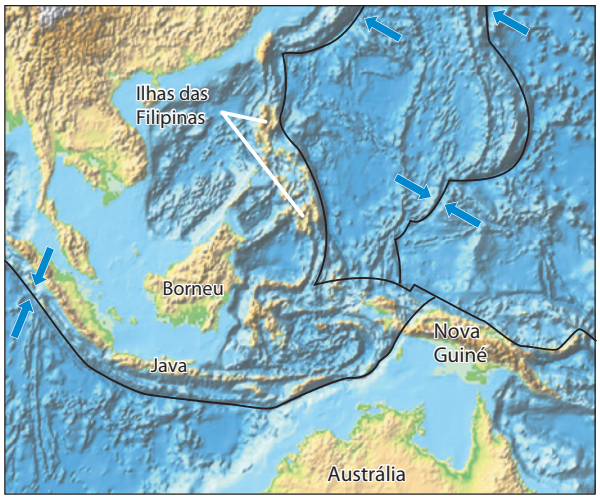



**FIGURA 10.10** ■ As Filipinas e outros grupos de ilhas do sudoeste do Pacífico ilustram como os arcos de ilha se amalgamam para formar a crosta protocontinental em zonas de convergência entre oceanos.

## A adição magmática

O processo de diferenciação magmática de rochas de baixa densidade e ricas em sílica no manto terrestre e o transporte *vertical* desse material félsico e leve do manto para a crosta é chamado de **adição magmática**.

A maior parte da nova crosta continental é originada nas zonas de subducção, a partir de magmas formados pela fusão induzida por fluidos da placa litosférica em subducção e pelo material do manto acima dela (ver Capítulo 4). Os magmas, que são de composição basáltica a andesítica, migram para a superfície, acumulando-se em câmaras magmáticas próximas à base da crosta. Ali, eles incorporam materiais crustais e diferenciam-se progressivamente para formar magmas félsicos que migram para a crosta superior, formando plútons dioríticos e granodioríticos encimados por vulcões andesíticos.

Esse processo pode adicionar novo material crustal diretamente às margens das placas continentais ativas. A subducção da Placa de Farallon sob a América do Norte durante o Período Cretáceo, por exemplo, criou os batólitos da borda oeste do continente, inclusive as rochas expostas atualmente na Baixa Califórnia e na Sierra Nevada. A subducção da Placa Juan de Fuca remanescente continua a adicionar novo material para a crosta nos vulcões ativos da Cadeia Cascade, no Pacífico noroeste, do mesmo modo que a subducção da Placa de Nazca está construindo a crosta nas montanhas dos Andes, na América do Sul.

A crosta flutuante também é produzida muito longe dos continentes, nos arcos de ilhas, em zonas de convergência entre oceanos. Com o passar do tempo, os arcos de ilhas podem amalgamar-se em espessas seções da crosta rica em sílica, como aquelas encontradas nas Filipinas e em outros grupos de arcos de ilhas do sudoeste do Pacífico (**Figura 10.10**). Os movimentos de placas transportam esses fragmentos de crosta horizontalmente através do globo e, por fim, agrupam-nos nas margens continentais ativas por meio de acreção.

## Acreção

**Acreção** é a integração de material crustal previamente diferenciado do material mantélico em massas continentais existentes por transporte *horizontal* durante movimentos da placa.

As evidências geológicas para a acreção podem ser encontradas nas margens ativas da América do Norte. No Pacífico noroeste e no Alasca, a crosta consiste em uma amalgamação de fragmentos estranhos – arcos de ilhas, montes submarinos (vulcões submersos extintos) e remanescentes de planaltos basálticos, cadeias de montanhas antigas e outros fragmentos da crosta continental – que foram aderidos na margem dominante do continente à medida que ele se moveu através da superfície terrestre. Esses fragmentos, por vezes, são denominados **terrenos acrescidos**[9]. Os geólogos usam esse termo para definir grandes fragmentos de crosta, de dezenas a centenas de quilômetros em extensão geográfica, que contêm características comuns e uma origem diferente, geralmente transportados por grandes distâncias pelos movimentos de placas.

O arranjo geológico de terrenos acrescidos pode ser caótico (**Figura 10.11**). Blocos de crosta adjacentes podem contrastar nitidamente em termos de tipos de rocha, da natureza dos dobramentos e falhamentos e da história do magmatismo e do metamorfismo. Os geólogos frequentemente encontram fósseis indicativos de que esses blocos originalmente se formaram em diferentes ambientes e em tempos diferentes em relação às áreas circundantes. Por exemplo, um terreno acrescido compreendendo conjuntos de ofiólito (pedaços de assoalho oceânico) que contém fósseis de águas profundas pode ser circundado por remanescentes de arcos de ilhas e fragmentos continentais contendo fósseis de águas rasas de idades completamente diferentes. Os limites entre terrenos acrescidos são quase sempre falhas, que acomodaram deslizamento substancial (embora a natureza da falha seja frequentemente difícil de determinar). Os blocos de crosta que parecem estar completamente fora de lugar são chamados de *terrenos exóticos*.

Antes da descoberta da tectônica de placas, os terrenos exóticos foram assunto de um intenso debate entre os geólogos, que tinham dificuldade em produzir explicações razoáveis para a sua origem. Hoje em dia, a análise de terreno acrescido é um campo especializado dentro da pesquisa em tectônica de placas. Mais de cem áreas da Cordilheira do oeste da América do Norte (muito mais que aquelas exibidas na Figura 10.11) foram identificadas como terrenos exóticos acrescidos durante os últimos 200 milhões de anos. Um desses terrenos, originalmente um grande planalto basáltico (uma região de crosta oceânica engrossada por um grande derrame de lava basáltica), chamado de Wrangellia, parece ter sido transportado por mais de 5.000 km do Hemisfério Sul até a sua presente

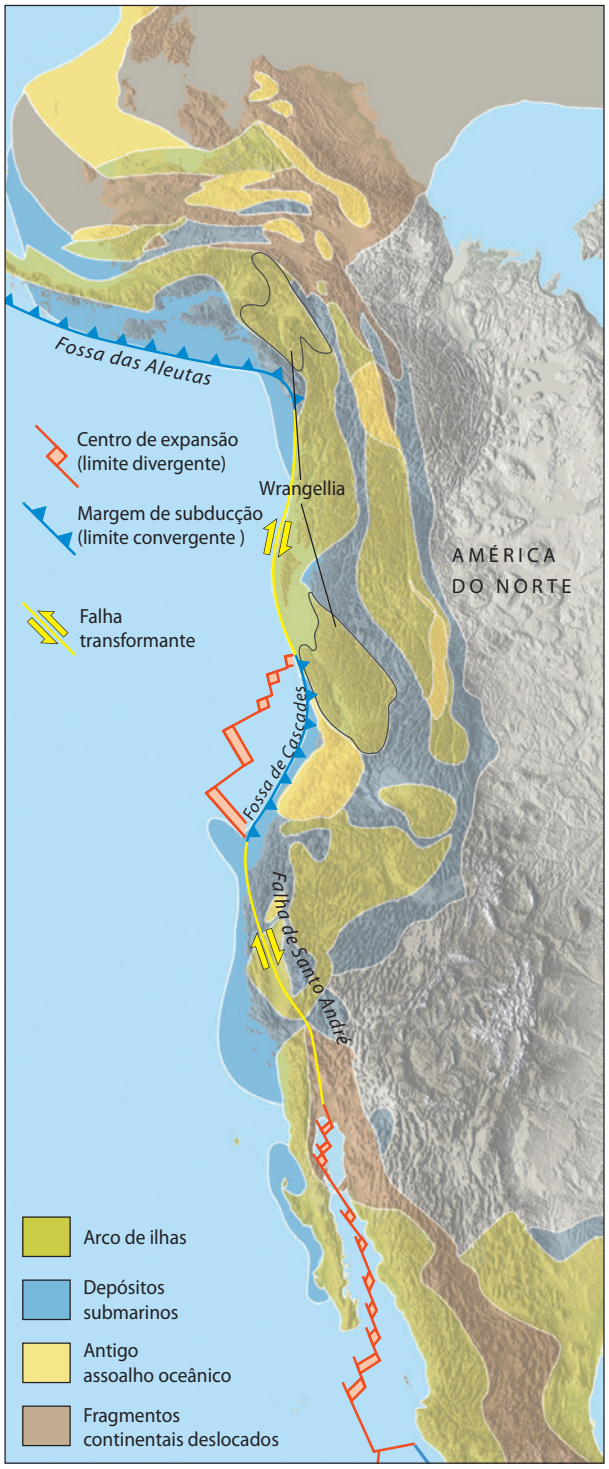



**FIGURA 10.11** ■ Grande parte da Cordilheira da América do Norte formou-se por acreção de terrenos ao longo dos últimos 200 milhões de anos. Wrangellia, por exemplo, é um antigo planalto basáltico que foi transportado até sua localização atual por uma distância de 5.000 km. Outros terrenos acrescidos são constituídos por arcos de ilhas, assoalho oceânico antigo e fragmentos continentais. [Fonte: D. R. Hutchison, "Continental Margins," *Oceanus* 35 (Winter 1992-1993): 34-44; modificado do trabalho de D. G. Howell, G. W. Moore, and T. J. Wiley]

posição no Alasca e no oeste do Canadá. Extensos terrenos acrescidos têm sido mapeados no Japão, no sudeste da Ásia, na China e na Sibéria.

Somente em poucos casos os geólogos conseguiram determinar com precisão onde esses terrenos foram originados. Podemos começar a decifrar como os outros se reuniram considerando quatro processos tectônicos distintos que podem resultar em acreção (**Figura 10.12**):

1. Transferência de fragmentos crustais de uma placa em subducção para a placa cavalgante, o que pode ocorrer quando o fragmento é pouco denso para ser subduzido. Os fragmentos podem ser pequenos pedaços de continente ("microcontinentes") ou seções espessadas da crosta oceânica (grandes montes submarinos, planaltos oceânicos).
2. Fechamento de um mar marginal que separa um arco de ilha de um continente. Uma colisão com a frente do continente que está avançando pode acrescer a crosta espessada do arco de ilha a esse continente.
3. Transporte de terrenos acrescidos lateralmente ao longo de margens continentais por falhamento direcional. Hoje, a parte sudoeste da Califórnia amalgamada à Placa do Pacífico está se movendo na direção noroeste relativamente à Placa da América do Norte ao longo da falha transformante de Santo André. O falhamento direcional no lado continental da fossa, em zonas de subducção oblíqua, também pode transportar terrenos por centenas de quilômetros.
4. Sutura de duas margens continentais por colisão continente-continente e subsequente fragmentação em uma localização diferente.

O quarto processo explica como alguns dos terrenos acrescidos podem ser encontrados na margem passiva do leste da América do Norte. O cinturão dos Apalaches contém fragmentos das antigas Europa e África, bem como diversos terrenos exóticos. As rochas e os fósseis mais antigos da Flórida são mais semelhantes aos da África do que aqueles encontrados no restante dos Estados Unidos, indicando que a maior parte desta península foi provavelmente transportada para a América do Norte quando a Pangeia se formou e, então, ficou para trás quando a América do Norte e a África separaram-se há cerca de 200 milhões de anos.

## Como os continentes são modificados

A geologia da Cordilheira da América do Norte, com muitos terrenos exóticos, não se parece em nada com a do antigo Escudo Canadense, que se posiciona diretamente a leste da Cordilheira. Em particular, os terrenos acrescidos do sistema da jovem Cordilheira não mostram o mesmo alto grau de fusão ou de metamorfismo que caracteriza a crosta pré-cambriana do Escudo. Por que há essa diferença? A resposta está nos processos tectônicos que vêm

repetidamente modificando as partes mais antigas do continente ao longo da sua história.

## Orogenia: a modificação por colisão de placas

A crosta continental é profundamente modificada por **orogenia** – o processo de construção de montanhas envolvendo dobramento, falhamento, magmatismo e metamorfismo. Os processos orogênicos têm repetidamente modificado as bordas dos crátons durante a longa história destes. A maioria dos períodos de construção de montanhas (orogenia) envolve a convergência de placas. Quando uma ou mais placas são feitas de litosfera oceânica, a convergência acontece principalmente por subducção, em vez de por orogenia. As orogenias podem ocorrer quando um continente cavalga necessariamente sobre uma placa oceânica em subducção, como é o caso da orogenia dos Andes, que está em processo na América do Sul. Mas as orogenias mais intensas são causadas pela convergência de dois ou mais continentes. Como observamos no Capítulo 2, quando duas placas continentais colidem, a rigidez de ambas, que é um princípio básico da tectônica de placas, tem de ser modificada.

A crosta continental tem mais flutuabilidade que o manto, de modo que os continentes que estão colidindo resistem à subducção com a placa da qual fazem parte. Em vez disso, a crosta continental deforma-se e quebra-se em uma combinação de intenso dobramento e falhamento que pode se estender a centenas de quilômetros da zona de colisão, conforme descrito no Capítulo 7. As falhas de cavalgamento, causadas pela convergência, podem se empilhar na parte superior da crosta como múltiplas camadas de cavalgamentos com dezenas de quilômetros de espessura, deformando e metamorfizando as rochas que contêm (**Figura 10.13**). As lascas de sedimento da plataforma continental podem ser descoladas do embasamento sobre o qual foram depositadas e empurradas para cima do continente. A compressão horizontal por meio da crosta pode duplicar sua espessura, causando a fusão das rochas da crosta inferior. Essa fusão pode gerar grandes quantidades de magma granítico, que ascende para formar extensos batólitos na crosta superior.

**A OROGENIA ALPINO-HIMALAIANA** Para ver a orogenia em ação hoje, observamos as grandes cadeias de altas montanhas que se estendem desde a Europa, passam pelo Oriente Médio e vão até a Ásia, conhecidas coletivamente como *cinturão Alpino-Himalaiano* (**Figura 10.14**). A fragmentação da Pangeia impulsionou a África, a Arábia e a Índia em direção ao norte, causando o fechamento do Oceano Tethys, à medida que a litosfera do mesmo era consumida sob a Eurásia (ver Figura 2.16). Esses antigos fragmentos do continente de Gondwana[10] colidiram com a Eurásia em uma sequência complexa, iniciando-se na porção oeste da Eurásia, durante o Período Cretáceo, e continuando para leste, durante o Terciário, soerguendo os Alpes na Europa central, as montanhas do Cáucaso e de Zagros no Oriente Médio e o Himalaia e outras cadeias de altas montanhas na Ásia Central.

O Himalaia, onde estão as montanhas mais altas do mundo, é o resultado espetacular desse moderno episódio de colisão continente-continente (ver Prática de Geologia nas páginas 272-274). Há cerca de 50 milhões de anos, o subcontinente indiano, ao cavalgar na Placa da Índia que estava em subducção, primeiramente encontrou os arcos de ilhas e cinturões vulcânicos continentais, que na época bordejavam a placa da Eurásia (**Figura 10.15**). À medida que as massas de terra da Índia e da Eurásia se aglutinavam, o Oceano Tethys desaparecia por subducção. Pedaços da crosta oceânica ficaram aprisionados ao longo da zona de sutura entre os continentes em convergência e podem ser vistos hoje como ofiólitos ao longo dos vales dos rios Indo e Tsangpo, que separam o alto Himalaia do Planalto do Tibete. A colisão retardou o avanço da Índia, mas a placa continua a movimentar-se em direção ao norte. Não obstante, a Índia penetrou a Eurásia 2.000 km, causando a maior e mais intensa orogenia da Era Cenozoica.

O Himalaia foi formado pelo cavalgamento de fatias da porção norte da antiga Índia, que se empilharam umas sobre as outras (ver Figura 10.15). Esse processo envolveu compressão. A compressão horizontal e a formação de cinturões de dobras e cavalgamentos também espessaram a crosta no norte da Índia, causando o soerguimento do enorme Planalto do Tibete, que agora tem uma espessura crustal de 60 a 70 km (quase duas vezes a espessura da crosta continental normal) e situa-se cerca de 5 km acima do nível do mar. Essa e outras zonas de compressão explicam a metade da penetração da Índia na Eurásia. A outra metade tem se acomodado pelo empurrão para leste da China e da Mongólia, tirando-as do caminho de colisão com a Índia, como creme dental espremido do tubo. O movimento foi ao longo da falha de Altyn Tagh e de outras falhas direcionais de deslocamento de grande porte mostradas no mapa da **Figura 10.16**. As montanhas, os planaltos, as falhas e os grandes terremotos da Ásia, a milhares de quilômetros da sutura Indo-Eurasiana, são, assim, afetados pela orogenia Himalaiana, que continua à medida que a Índia empurra a Ásia a uma taxa de 40 a 50 mm/ano.

**OROGENIAS PALEOZOICAS DURANTE A AGLUTINAÇÃO DA PANGEIA** Se recuarmos ainda mais no tempo geológico, encontraremos abundantes evidências de orogenias mais antigas. Já mencionamos, por exemplo, que pelo menos três orogenias distintas foram responsáveis pela deformação paleozoica, atualmente expostas no cinturão de dobramentos erodido dos Apalaches, no leste da América do Norte. Esses três períodos de construção de montanhas foram relacionados a eventos da tectônica de placas que conduziram à aglutinação do supercontinente Pangeia, próximo ao final do Paleozoico.

O supercontinente Rodínia começou a fragmentar-se ao final do Éon Proterozoico, liberando diversos paleocontinentes (ver Figura 2.16). Um deles foi o grande continente de *Gondwana*. Dois outros foram a *Laurentia*[11], que incluía o cráton norte-americano e a Groenlândia, e a *Báltica*, compreendendo as terras em volta do

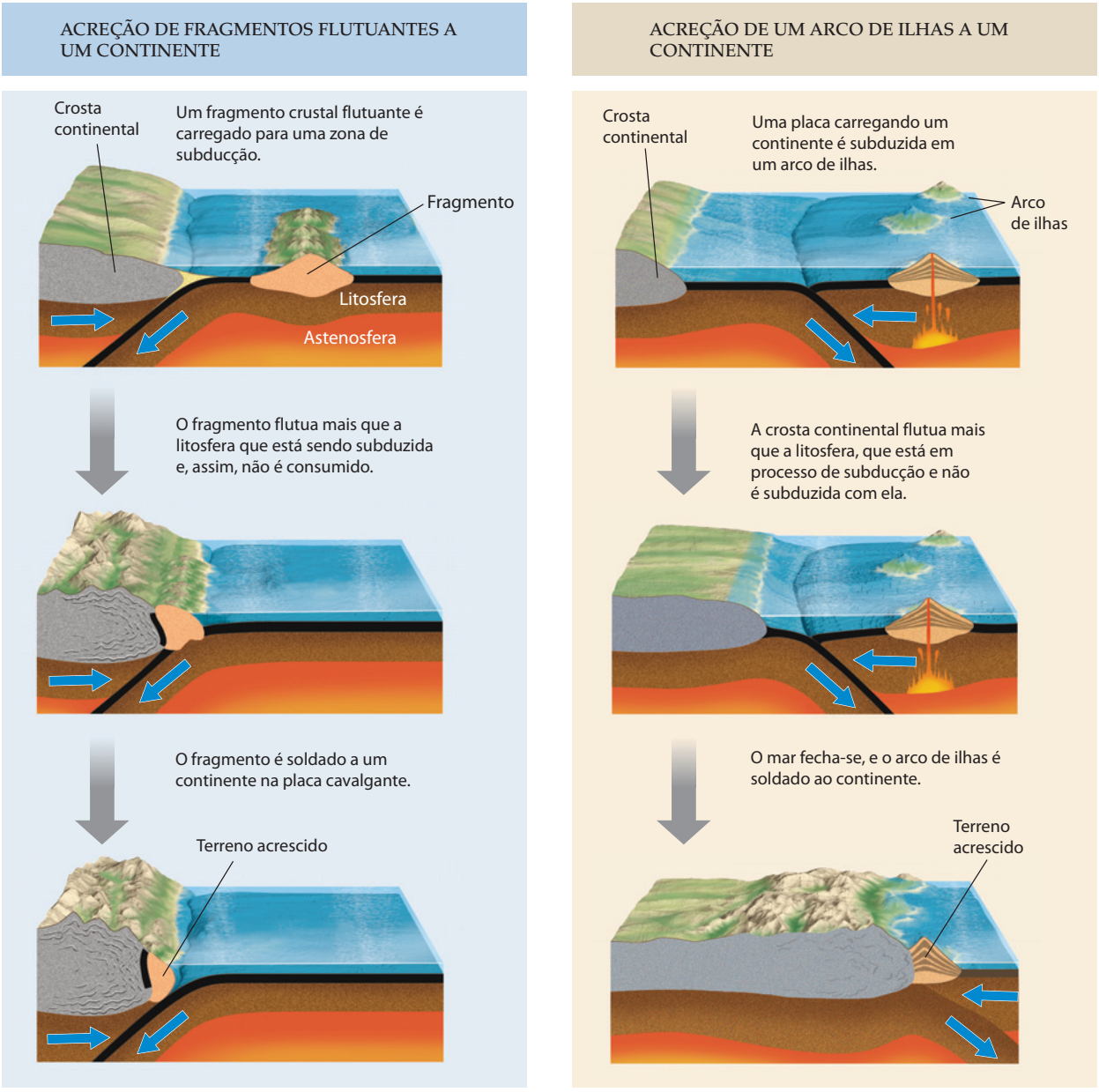
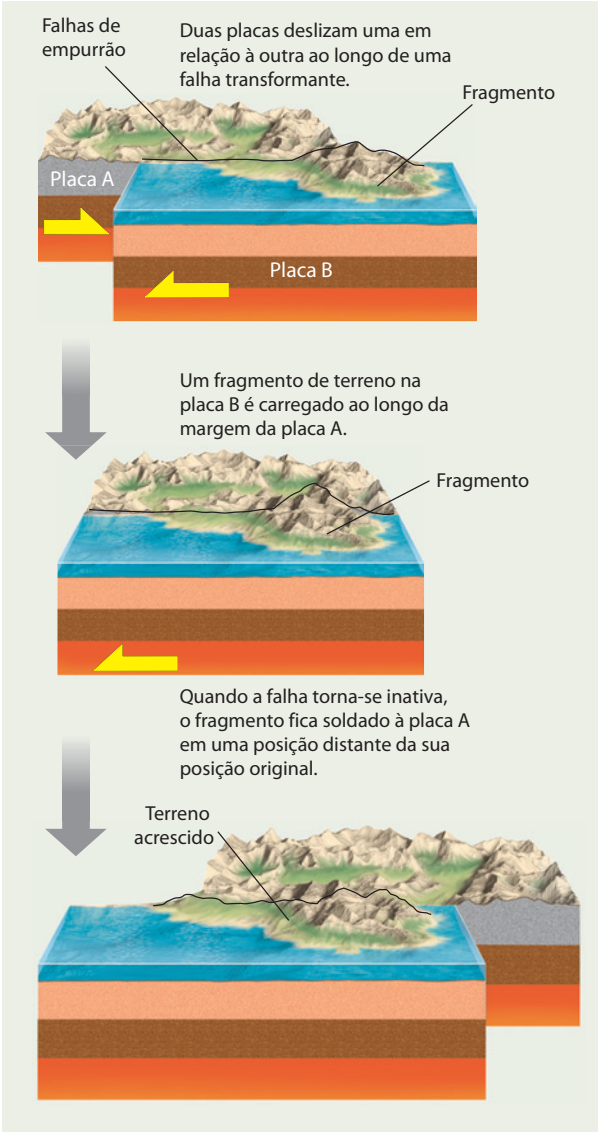



**FIGURA 10.12** ■ Quatro processos distintos explicam a acreção de terrenos exóticos.

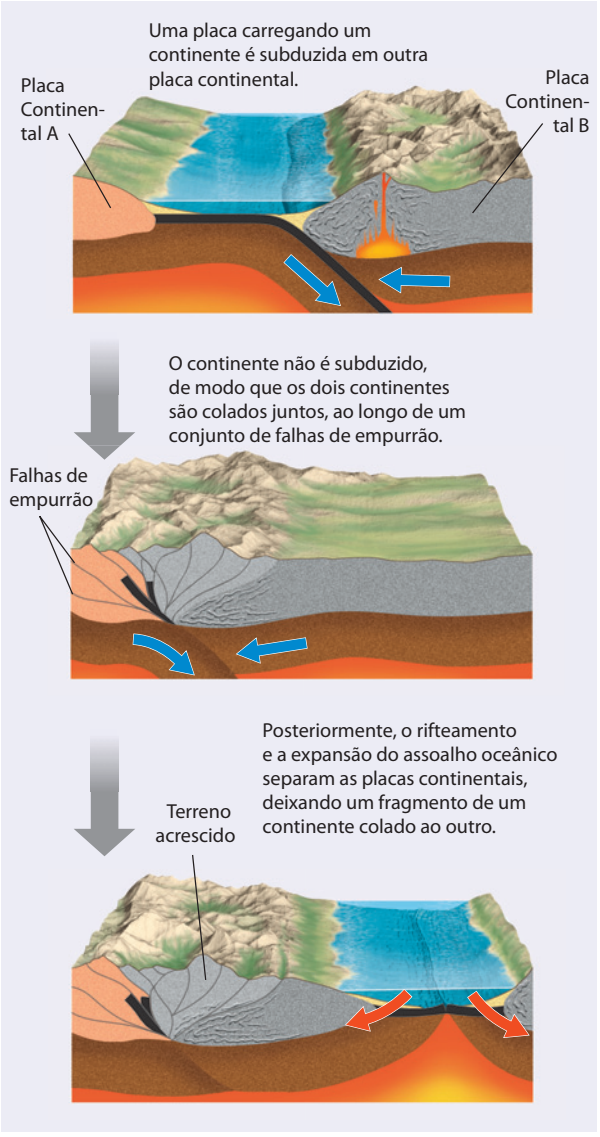
mar Báltico (Escandinávia, Finlândia e a parte europeia da Rússia). No Período Cambriano, a Laurentia havia sofrido uma rotação sinistral de quase 90º em relação à sua posição atual, ficando com uma parte ao sul e outra ao norte do equador; seu lado sul (hoje leste) era uma margem continental passiva. Logo ao sul localizava-se o proto-Atlântico ou Oceano[12] *Iapetus*[13] (na mitologia grega, Iapetus era pai de Atlantis), que estava sendo subduzido em um arco de ilha distante. A Báltica estava situada a sudeste, e Gondwana estava a milhares de quilômetros para o sul. A **Figura 10.17** mostra a sequência de eventos acontecidos à medida que os três continentes convergiram.

O arco de ilhas construído pela subducção em direção ao sul da litosfera do Oceano Iapetus colidiu com a Laurentia no Ordoviciano Médio a Superior (470 a 440 milhões de anos), causando o primeiro episódio de formação de montanhas – a *orogenia Taconiana*. (Podemos observar algumas das rochas acrescidas e deformadas durante esse período quando trafegamos pela Avenida Parque Taconic[14], que passa a leste do rio Hudson por cerca de 160 km, ao norte da cidade de Nova York.) O segundo episódio foi iniciado quando a Báltica e um conjunto de arcos de ilhas a ela conectados começaram a colidir com a Laurentia no início do Devoniano (cerca de 400 milhões de anos atrás). A colisão deformou o sudeste da Groen-

ACREÇÃO AO LONGO DE UMA FALHA TRANSFORMANTE




ACREÇÃO POR COLISÃO CONTINENTAL E RIFTEAMENTO




lândia, o noroeste da Noruega e a Escócia, no que os geólogos europeus referem-se como *orogenia Caledoniana*. A deformação continuou para o sul adentrando na América do Norte atual, sendo conhecida como *orogenia Acadiana*, quando foram adicionados, como arcos de ilhas, os terrenos das atuais ilhas do Canadá e da Nova Inglaterra à Laurentia, no Devoniano Médio a Superior (380 a 360 milhões de anos atrás).

O *grand finale* na aglutinação da Pangeia foi a colisão das gigantescas massas de terra do Gondwana com a Laurásia e a Báltica, nessa época reunidas em um continente denominado *Laurússia*. A aglutinação iniciou-se há cerca de 340 milhões de anos com a *orogenia Varisca*, sendo hoje a Europa Central, e continuou ao longo da margem do cráton da América do Norte com a *orogenia Apalachiana* (320 a 270 milhões de anos atrás). Nessa última fase de aglutinação, a crosta do Gondwana cavalgou sobre a Laurentia, soerguendo a Cadeia Azul como um cinturão de montanhas, talvez tão alto quanto o Himalaia moderno, e causando a maior parte da deformação atualmente observada no cinturão dobrado dos Apalaches. Também durante essa fase, os terrenos da Sibéria e outros terrenos asiáticos convergiram com a Laurússia na *orogenia Uraliana*, formando o continente da *Laurásia* e empurrando as montanhas dos Urais. Ao mesmo tempo, a extensa deformação criou novos cin-

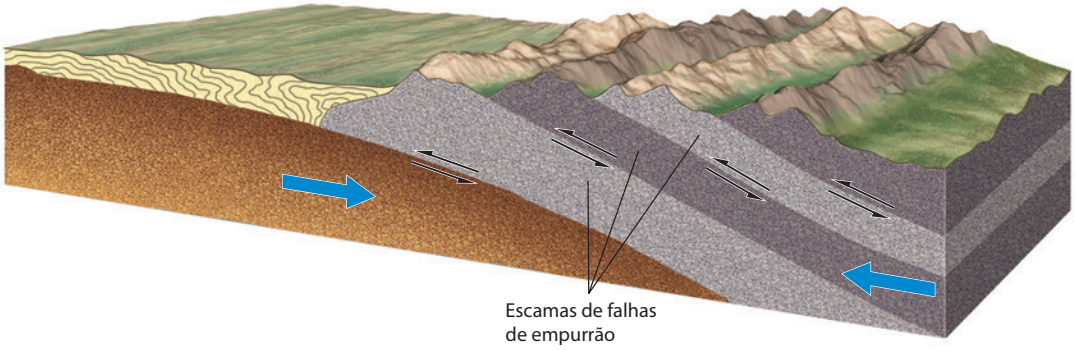



**FIGURA 10.13** ■ Quando as placas contendo continentes colidem, a crosta continental pode fragmentar-se em escamas de falhas de empurrão empilhadas umas sobre as outras.

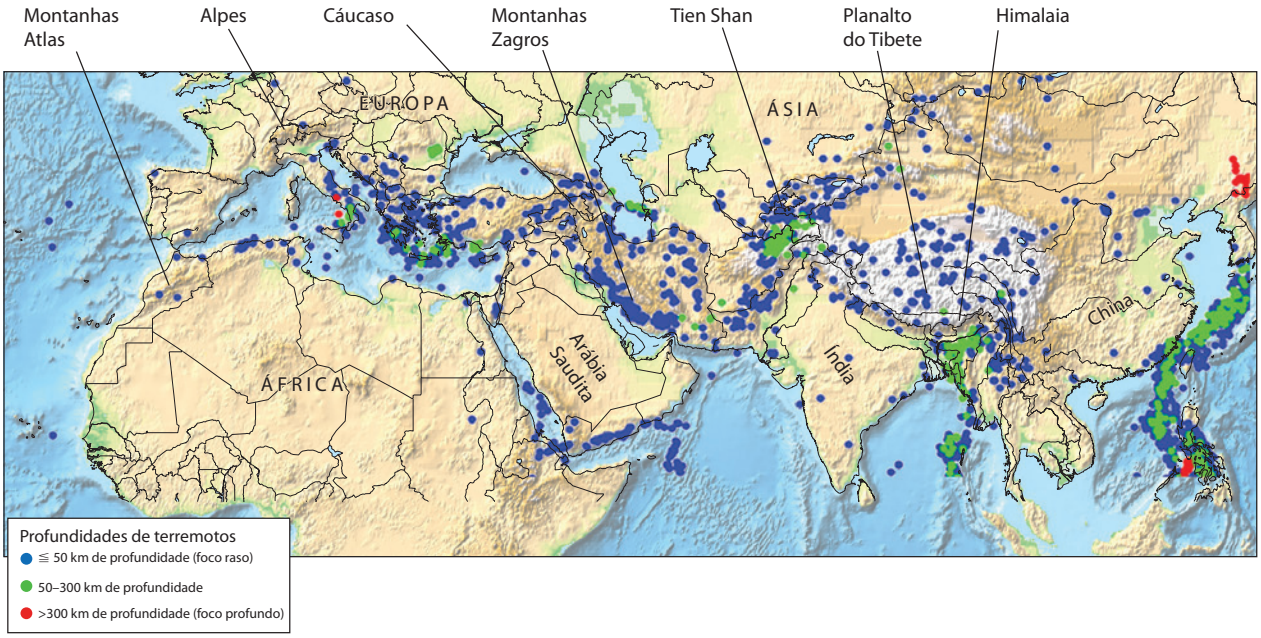


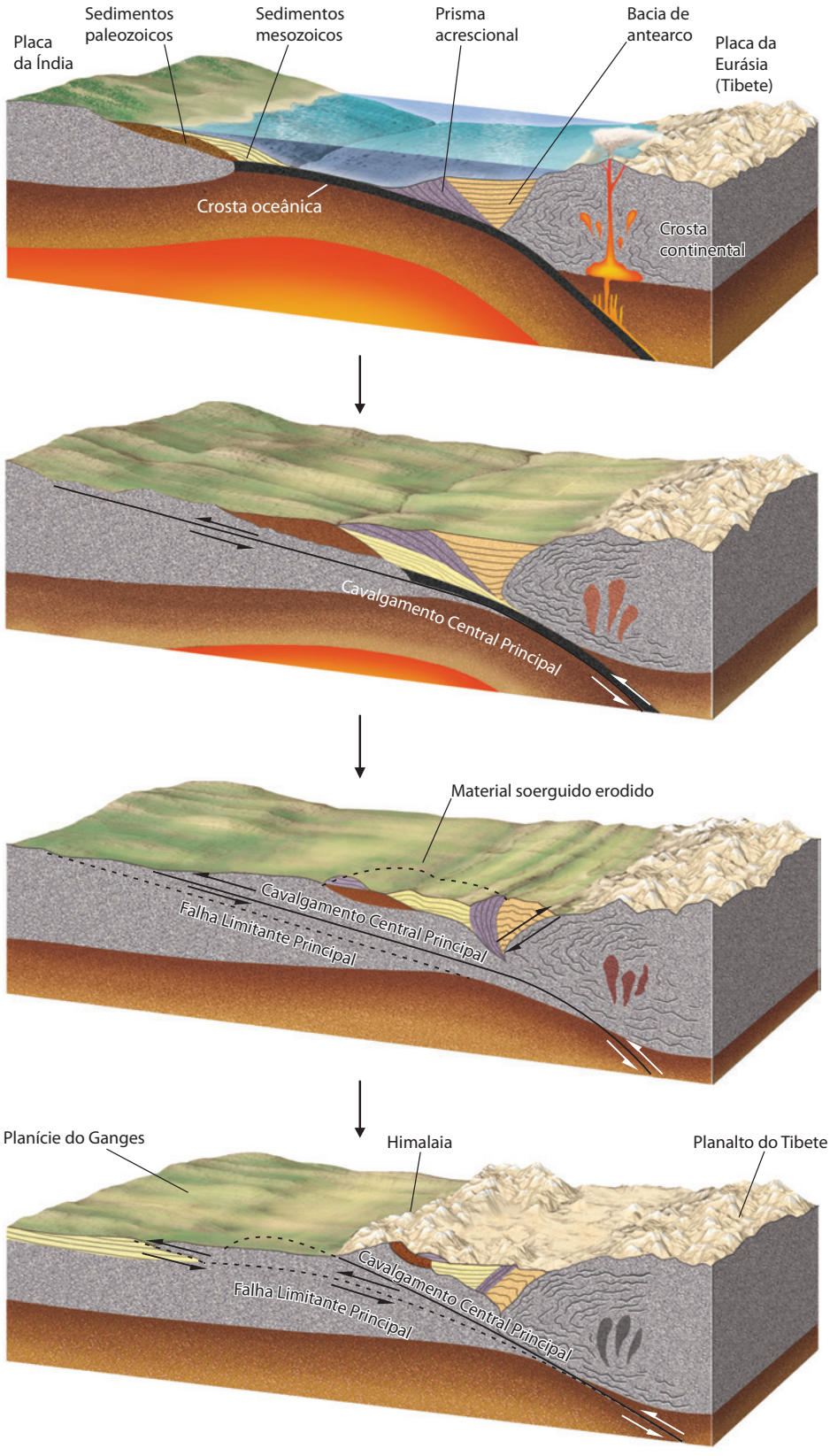

**FIGURA 10.14** ■ O cinturão Alpino-Himalaiano mostra as cadeias de altas montanhas construídas pela colisão contínua das placas da África, da Arábia e da Índia com a Placa da Eurásia. Esta orogenia é marcada por intensa atividade de terremotos.

turões de montanhas na Europa e no norte da África (a *orogenia Herciniana*).

A amalgamação de todas essas massas continentais alterou profundamente a estrutura da crosta. Os crátons rígidos foram pouco afetados, mas os terrenos acrescidos mais novos, aprisionados entre eles, foram consolidados, espessados e metamorfizados. As porções inferiores dessa crosta juvenil foram parcialmente fundidas, produzindo magmas graníticos que ascenderam para formar batólitos na crosta superior e vulcões na superfície. As montanhas e os planaltos sofreram erosão, expondo as rochas metamórficas de alto grau que estiveram anteriormente a muitos quilômetros de profundidade e depositando espessas sequências sedimentares. Os sedimentos depositados após a primeira orogenia foram deformados e metamorfizados por episódios posteriores de construção de montanhas.

**OROGENIAS MAIS ANTIGAS** Até agora investigamos dois principais períodos de formação de montanhas: as orogenias paleozoicas associadas com a amalgamação da Pangeia e a orogenia Alpino-Himalaiana do Cenozoico. No Capítulo 2, discutimos a formação do supercontinente de Rodínia no final do Proterozoico. Agora, você não se surpreenderá ao saber que grandes orogenias acompanharam a formação desse supercontinente mais antigo.

Algumas das melhores evidências dessas orogenias provêm das margens leste e sul do Escudo Canadense, no largo cinturão conhecido como Província Grenville,




60 Ma
A Placa da Índia moveu-se em direção ao norte, carregando o subcontinente indiano. À medida que ela subduziu a Placa da Eurásia, um prisma de acreção acumulou-se a partir dos sedimentos e da crosta oceânica raspados da placa que ia sendo consumida. O magma ascendente da placa em subducção espessou a crosta da Placa da Eurásia.

30-50 Ma
O subcontinente colidiu com o Tibete, mas a Índia era muito flutuante para ser consumida no manto, de modo que ela se fragmentou ao longo da falha do Cavalgamento Central Principal[15].

20-30 Ma
À medida que a colisão continuou, o movimento foi acomodado ao longo da falha de empurrão, e uma lasca da crosta da Índia e de sedimentos plataformais foram empurrados para cima do subcontinente que estava chegando.

10-20 Ma
Uma segunda falha, a Falha Limitante Principal[16], desenvolveu-se empurrando uma segunda fatia da crosta sobre a Índia e soerguendo a primeira fatia. Assim, as duas fatias de cavalgamento constituem a parte principal do Himalaia.

**FIGURA 10.15** ■ Secções transversais mostrando a sequência de eventos que causaram a orogenia Himalaiana, simplificados e com exagero vertical. (Ma, milhões de anos atrás.) [Fonte: P. Molnar, "The Structure of Mountain Ranges," *Scientific American* (July 1986): 70]

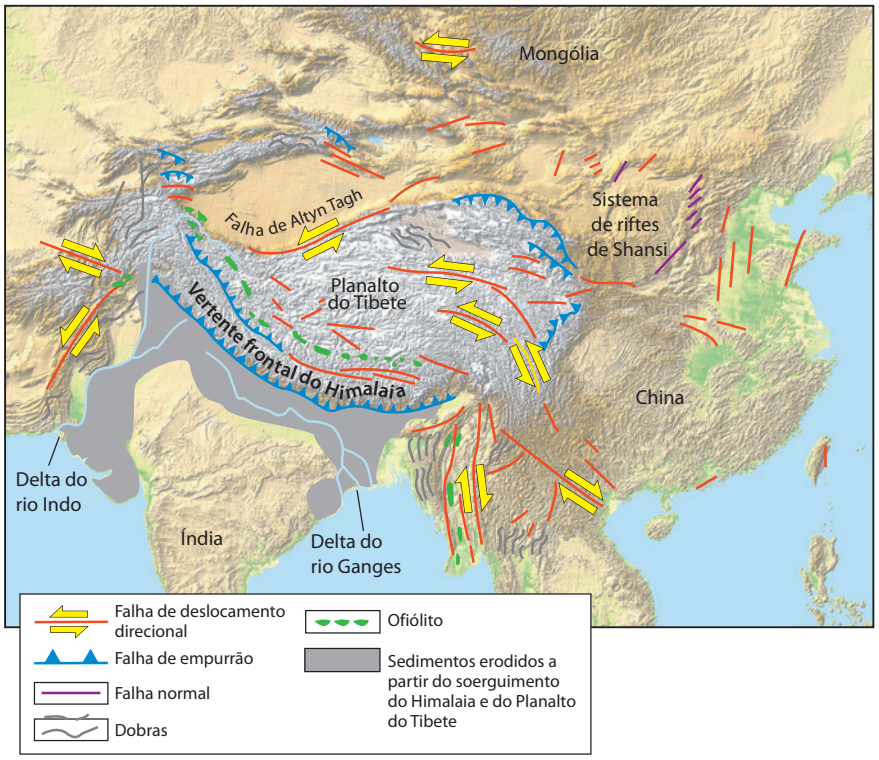



**FIGURA 10.16** ■ A colisão entre a Índia e a Eurásia produziu muitas feições tectônicas espetaculares, inclusive falhamento e soerguimento em grande escala. [Fonte: P. Molnar and P. Tapponier, "The Collision Between India and Eurasia," *Scientific American* (April 1977): 30]

onde novo material crustal foi adicionado ao continente no Mesoproterozoico há cerca de 1,1 a 1 bilhão de anos (ver Figura 10.8b). Os geólogos acreditam que essas rochas, que estão agora intensamente metamorfizadas, originalmente consistiam em cinturões de vulcões continentais e terrenos de arcos de ilhas que foram acrescidos e comprimidos pela colisão da Laurentia com a parte oeste de Gondwana. Eles propuseram uma analogia entre o que aconteceu durante essa *orogenia Grenvilliana* e o que está acontecendo hoje na orogenia Himalaiana. Um planalto semelhante ao do Tibete foi formado por compressão e espessamento da crosta, por meio de dobramentos e falhas de cavalgamento que metamorfizaram a crosta superior e fundiram parcialmente grande parte da crosta inferior. Uma vez terminada a orogenia, a erosão do planalto adelgaçou a crosta e expôs as rochas cristalinas de alto grau metamórfico. Os geólogos encontraram cinturões orogênicos de idades similares em vários continentes e, embora muitos dos detalhes ainda permaneçam incertos, eles reconstruíram, a partir desse registro geológico (que inclui dados paleomagnéticos), uma visão geral de como a Rodínia foi formada entre 1,3 e 0,9 bilhão de anos atrás.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

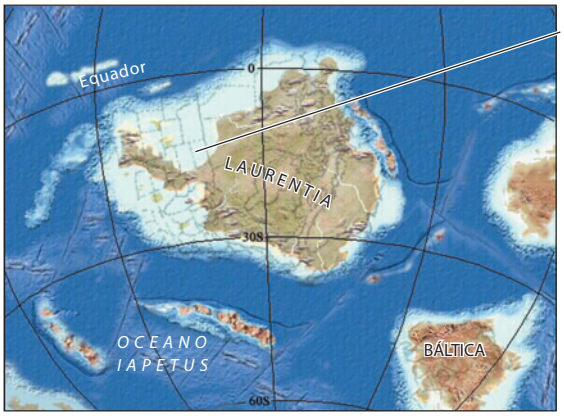
### Com que velocidade as montanhas do Himalaia estão soerguendo-se e com que rapidez estão erodindo?

O Himalaia, as mais altas e acidentadas montanhas do mundo, estão sendo soerguidas por falhas de cavalgamento, causadas pela colisão da Placa da Índia com a da Ásia (ver Figura 10.15). Com que velocidade ele está ascendendo e com que rapidez está sofrendo erosão? As respostas a essas perguntas dependem de mapeamento topográfico de precisão.

Em 6 de fevereiro de 1800, o Coronel William Lambton, do 33º Regimento de Infantaria do Exército Britânico, recebeu ordens para iniciar o Grande Projeto de Topografia Trigonométrica da Índia – o projeto científico mais ambicioso do século XIX. Ao longo das décadas seguintes, intrépidos exploradores britânicos, conduzidos por Lambton e seu sucessor, George Everest, carregaram enormes telescópios e equipamentos pesados de topografia pelas selvas do subcontinente indiano,

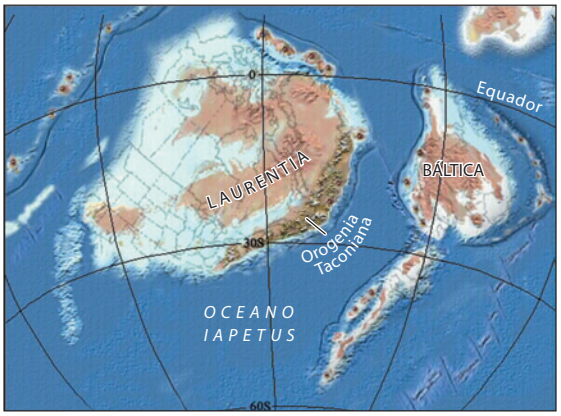
**FIGURA 10.17** ■ Reconstituição paleogeográfica da região do Atlântico Norte, mostrando a sequência de eventos orogênicos que resultaram na formação da Pangeia. (Ma, milhões de anos atrás.) [Ronald C. Blakey, Northern Arizona University, Flagstaff] ▶

**Mesocambriano (510 Ma)**
Após a ruptura da Rodínia, o continente da Laurentia passou pelo equador. Seu lado sul era uma margem continental passiva, banhada pelo Oceano Iapetus.




As linhas pontilhadas mostram os limites dos Estados norte-americanos como referência geográfica

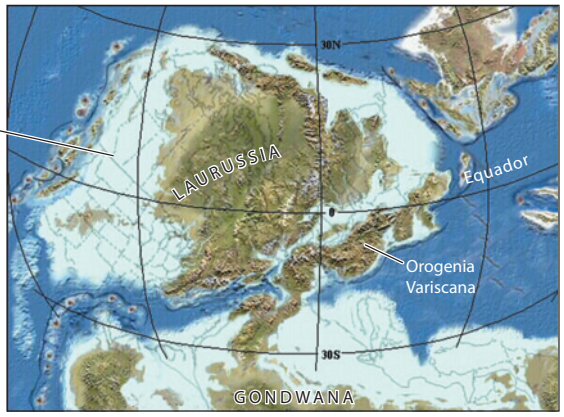
**Neo-ordoviciano (450 Ma)**
O arco de ilhas originado pela subducção orientada para o sul da litosfera do Oceano Iapetus colidiu com a Laurentia, no Ordoviciano Médio a Tardio, causando a orogenia Taconiana.




**Eodevoniano (400 Ma)**
A colisão dos continentes Laurentia e Báltica causou a orogenia caledoniana e formou a Laurússia. A continuação para o sul da convergência originou a orogenia Acadiana.

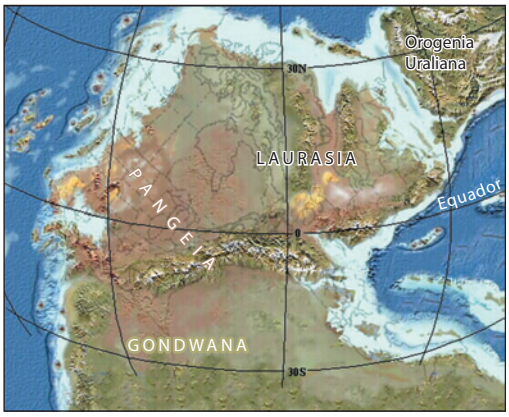
Plataforma e continente submergidos

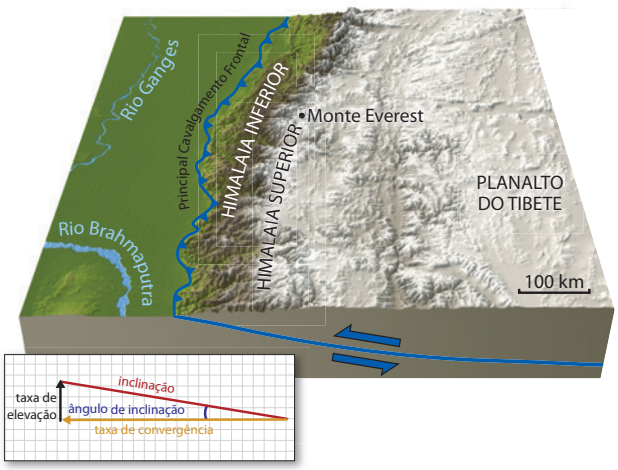
**Paleocarbonífero (340 Ma)**
A colisão de Gondwana com a Laurússia iniciou com a orogenia Variscana, onde hoje se situa a Europa Central...




**Neocarbonífero (300 Ma)**
... e continuou ao longo da margem do cráton da América do Norte com a orogenia Apalachiana. Durante esse cataclismo terminal, a Sibéria convergiu com a Laurússia na orogenia Uraliana para formar a Laurásia, enquanto a orogenia Herciniana criou novos cinturões de montanhas na Europa e no norte da África.

**Eopermiano (270 Ma)**
O produto final desses episódios de convergência continental foi o supercontinente da Pangeia.

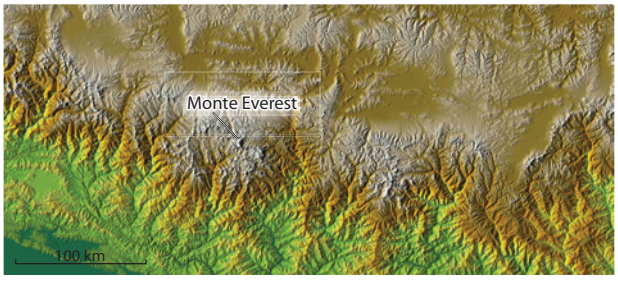





Secção transversal do Himalaia, mostrando a localização aproximada da falha de cavalgamento que está soerguendo as montanhas. O ângulo de inclinação é de aproximadamente 10°.

triangulando as posições de monumentos de referência estabelecidos em pontos altos do terreno, a partir dos quais podiam determinar com precisão o tamanho e a forma da Terra. Durante o percurso, em 1852, os agrimensores descobriram que um desconhecido pico do Himalaia, indicado em seus mapas apenas como "Pico XV", era a montanha mais alta da Terra. Imediatamente chamaram-no de Monte Everest, em homenagem a seu ex-chefe. Seu nome tibetano oficial, Chomolungma, significa "Mãe do Universo".

Em 11 de fevereiro de 2000, quase 200 anos após Lambton ter iniciado sua exploração, a NASA lançou outro grande projeto, a Missão Topográfica Radar Shuttle (SRTM, da sigla em inglês para *Shuttle Radar Topography Mission*). O ônibus espacial Endeavour carregou duas grandes antenas de radar para a órbita baixa da Terra, uma no compartimento de carga, e a segunda armada sobre um mastro que podia se estender 60 m para fora. Trabalhando em conjunto, como um par de olhos, essas antenas mapearam a altura da superfície terrestre abaixo da espaçonave em uma rede de pontos




O modelo de elevação digital para a região do Monte Everest do Himalaia deriva de posições da SRTM com um espaçamento horizontal de 90 m. [Rafal Jonca, www.viewfinderpanoramas.org]

geográficos bastante densos, traçando o terreno com detalhes tridimensionais sem precedentes. O interessante é que a altura do Monte Everest, conforme confirmada pela SRTM (8.850 m) era apenas 10 m maior do que a estimativa original de 1852.

Embora a precisão do Grande Projeto de Topografia Trigonométrica tenha sido impressionante, a coleta de dados foi um processo lento. Foram precisos 70 anos para que os britânicos pudessem medir as posições de 2.700 estações espalhadas pelo subcontinente indiano, uma média de aproximadamente uma posição a cada três meses. Em comparação, a SRTM coletou cerca de 3.000 medições de posição *por segundo*. Em somente 11 dias, a SRTM mapeou 2,6 bilhões de pontos, cobrindo 80% da superfície terrestre do planeta, inclusive muitas áreas remotas dos continentes que ainda não haviam sido mapeadas. E, ao contrário dos agrimensores britânicos, a tripulação do ônibus espacial não precisava combater a malária nem tigres!

As medições de posição da SRTM foram utilizadas para criar um *modelo de elevação digital*, ou DEM (do inglês, *digital elevation model*), do Himalaia, mostrado aqui como um mapa topográfico. Uma análise das feições deste mapa, que inclui os picos mais altos e os desfiladeiros mais profundos da Terra, indica que a altura média da cordilheira de montanhas permanece aproximadamente constante no tempo. Em outras palavras, a taxa com que o Himalaia está ascendendo é quase exatamente equilibrada pela taxa com que ele está erodindo:

$$\text{taxa de soerguimento} = \text{taxa de erosão}$$

Conforme mostrado na secção transversal, a geometria da principal falha de cavalgamento implica que

$$\text{inclinação da falha de cavalgamento} = \frac{\text{taxa de soerguimento}}{\text{taxa de convergência}}$$

Usando dados de GPS, os geólogos mediram a taxa de convergência através do Himalaia e encontraram um valor em torno de 20 mm/ano. A partir de localizações de terremotos, sabemos que a principal falha de cavalgamento tem ângulo aproximado de 10° abaixo da cordilheira de montanhas. A inclinação da falha é a tangente de seu ângulo de inclinação. Usando uma calculadora científica, encontramos tan(10°) = 0,18. Portanto, a taxa de erosão é

$$\text{taxa de erosão} = \text{inclinação da falha de cavalgamento} \times \text{taxa de convergência}$$

$$= 0{,}18 \times 20 \text{ mm/ano}$$

$$= 3{,}6 \text{ mm/ano}$$

Essa estimativa é consistente com a taxa de erosão de 3-4 mm/ano obtida dos trajetos de pressão e temperatura de rochas metamórficas no Himalaia exumadas por erosão, usando as técnicas descritas no Capítulo 6.

***PROBLEMA EXTRA:*** Considerando que a taxa de convergência entre as placas da Índia e da Eurásia é de aproximadamente 54 mm/ano (ver Figura 2.7), que fração do

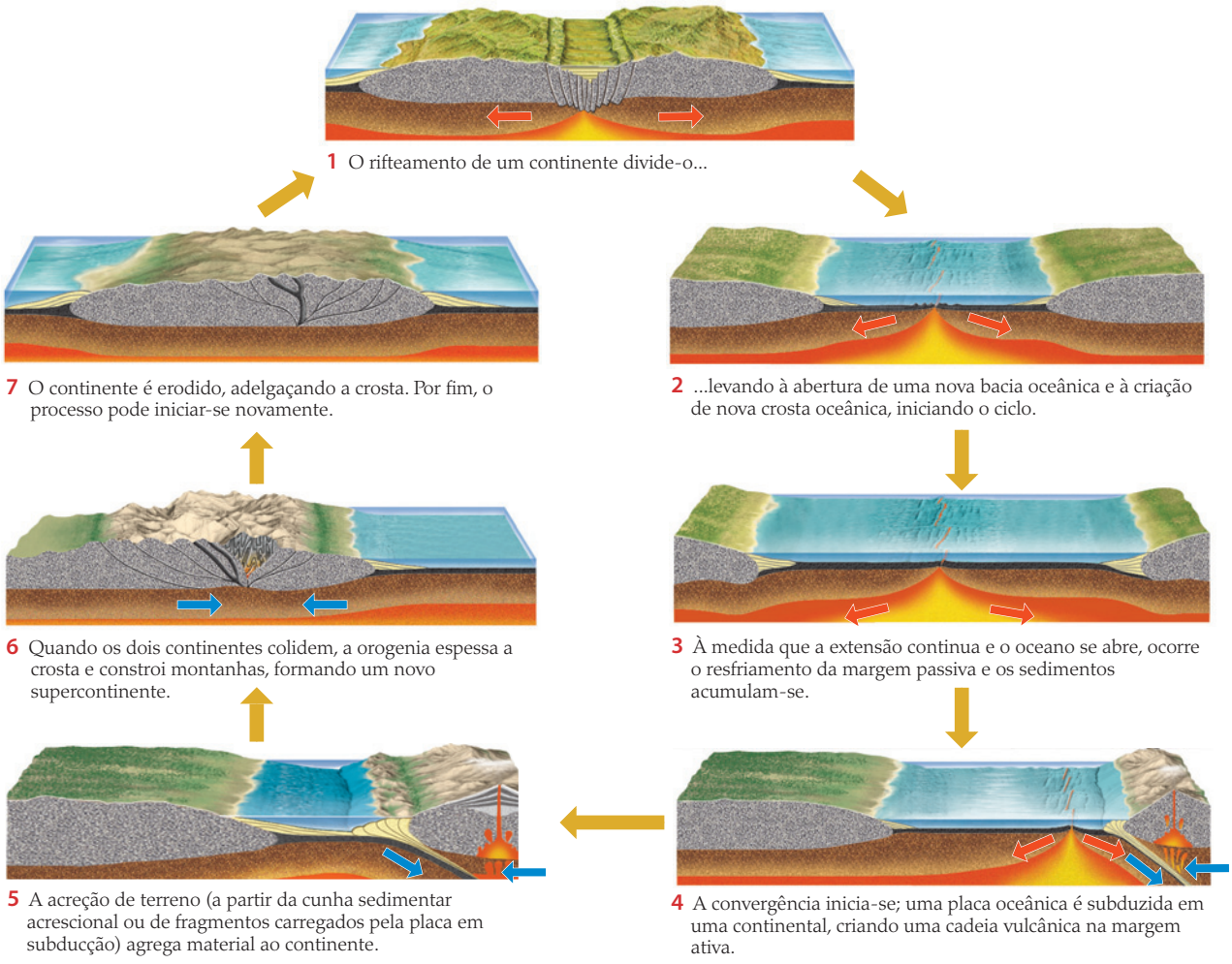



**FIGURA 10.18** ■ O Ciclo de Wilson compreende os processos da tectônica de placas responsáveis pela formação e fragmentação de supercontinentes e pela abertura e fechamento de bacias oceânicas.

movimento de placas relativo é ocupada pela falha de cavalgamento no Himalaia? Como o movimento de placas remanescente é acomodado por deformação na Eurásia?

## O Ciclo de Wilson

A partir do nosso breve exame da história da parte leste da América do Norte, podemos inferir que as bordas de muitos crátons experimentaram múltiplos episódios de deformação em um ciclo de tectônica de placas genérico que compreende quatro fases principais (**Figura 10.18**):

1. Rifteamento durante a fragmentação de um supercontinente
2. Resfriamento de uma margem passiva e acumulação de sedimentos durante a expansão do assoalho oceânico e a abertura do oceano
3. Vulcanismo de margem ativa e acreção de terreno durante a subducção e o fechamento oceânico
4. Orogenia durante a colisão continente-continente, que forma o próximo supercontinente

Os geólogos referem-se a essa sequência idealizada de eventos como **Ciclo de Wilson**, denominado a partir do pioneiro da tectônica de placas, o canadense J. Tuzo Wilson, que foi o primeiro a reconhecer a sua importância para a evolução dos continentes.

Os dados geológicos sugerem que o Ciclo de Wilson operou nos Éons Proterozoico e Fanerozoico (**Figura 10.19**). Baseando-se em dados geocronológicos de formações de rochas antigas, os geólogos postularam a existência de, pelo menos, dois episódios de formação de supercontinentes anteriores à Rodínia: um entre 1,9 e 1,7 bilhão de anos atrás (chamado de *Colúmbia*); o outro, uma amalgamação ainda mais antiga, há cerca de 2,7 a 2,5 bilhões de anos. Essa última data marca a transição do Éon Arqueano para o Proterozoico. Teria o Ciclo de Wilson operado no Éon Arqueano? Retornaremos em seguida a essa questão.

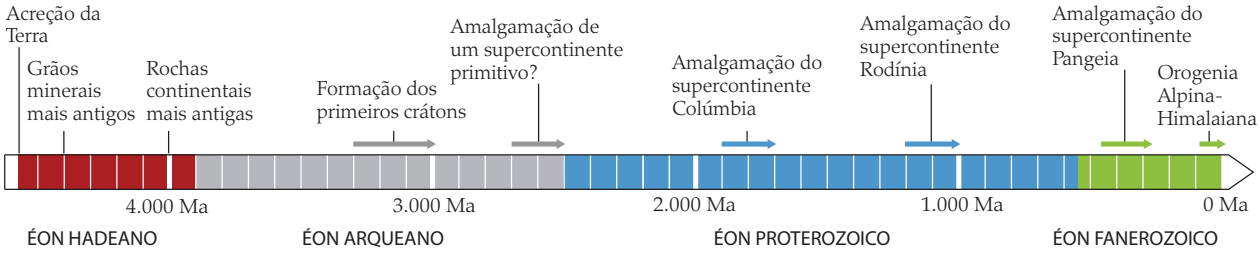



**FIGURA 10.19** ■ A linha do tempo geológico de alguns importantes eventos da história dos continentes. (Ma, milhões de anos atrás.)

## Epirogenia: a modificação por movimentos verticais

Até agora, nossas considerações sobre a evolução continental enfatizaram a acreção e a orogenia, processos que envolvem movimentos horizontais de placas e são geralmente acompanhados por deformação sob a forma de dobramentos e falhamentos. Em todo o mundo, no entanto, as sequências de rochas sedimentares registram outro tipo de movimento que modificou os continentes: os movimentos ascendentes e descendentes graduais de amplas regiões da crosta, sem dobramento ou falhamento significativos. Esses movimentos verticais envolvem um conjunto de processos chamados de **epirogenia** (do grego *epeiros*,"continente "), um termo cunhado em 1890 pelo geólogo americano Clarence Dutton .

Os movimentos epirogenéticos descendentes resultam, geralmente, em uma sequência de sedimentos relativamente sub-horizontais, como os encontrados no interior da plataforma da América do Norte. Os movimentos ascendentes causam erosão e lacunas no registro sedimentar, denominadas discordâncias. A erosão pode causar a exposição de rochas do embasamento cristalino, como as encontradas no Escudo Canadense.

Os geólogos têm identificado diversas causas para os movimentos epirogênicos. Um exemplo é a **recuperação isostática glacial** (**Figura 10.20a**; ver também Jornal da Terra 14.1). O peso das grandes geleiras deprime a crosta continental durante as idades glaciais. Quando elas derretem, a crosta recupera-se elevando-se durante dezenas de milhares de anos. O alívio do peso glacial explica o soerguimento da Finlândia e da Escandinávia e das praias suspensas do norte do Canadá (**Figura 10.21**), que se seguiram à glaciação mais recente, a qual se encerrou há 17 mil anos. Embora a recuperação isostática pareça lenta para os padrões humanos, é um processo rápido, em termos geológicos.

O resfriamento e o aquecimento da litosfera continental são causas importantes dos movimentos epirogenéticos em uma escala de tempo mais longa. O aquecimento causa a expansão das rochas, diminuindo a sua densidade e, assim, elevando a superfície (Figura 10.20b). Um bom exemplo é o Planalto do Colorado, que foi soerguido cerca de 2 km acima do nível do mar, há aproximadamente 10 milhões de anos. Os geólogos acreditam que esse aquecimento resulta da ascensão ativa de uma porção do manto, que também está estirando a crosta na Província de Bacias e Cristas Montanhosas nos lados oeste e sul do planalto.

De modo oposto, o resfriamento da litosfera aumenta a sua densidade, fazendo com que a mesma afunde sob a ação do seu próprio peso para criar uma bacia de subsidência térmica (Figura 10.20c). O resfriamento de uma área anteriormente aquecida pode explicar a bacia de Michigan e outras bacias profundas na parte central da América do Norte (ver Figura 10.3). Quando um novo episódio de expansão do assoalho oceânico causa a ruptura de um continente, as bordas soerguidas são erodidas e acabam entrando em subsidência à medida que se resfriam, permitindo que os sedimentos sejam depositados e que as plataformas carbonáticas sejam acumuladas nas margens passivas (Figura 10.20d). Esse processo formou as espessas sequências sedimentares ao longo da costa leste dos Estados Unidos.

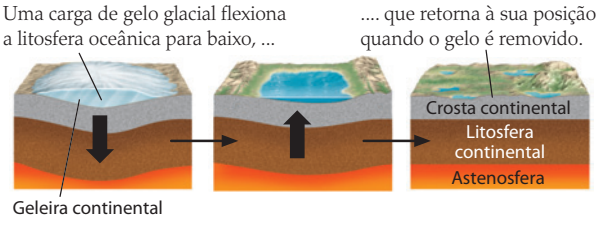
Um quebra-cabeça que intriga os geólogos é o do Planalto Sul-Africano, onde um cráton foi soerguido durante o Cenozoico a altitudes de quase 2 km acima do nível do mar – mais que duas vezes a elevação da maioria dos crátons. No entanto, a litosfera nessa parte do continente não parece ser anomalamente quente. Uma possível explicação é que as forças originadas nas profundezas do manto podem ser responsáveis pelo soerguimento do cráton sul-africano (ver Capítulo 14). Essa "superpluma" poderia aplicar forças verticais na base da litosfera suficientes para soerguer a superfície por cerca de 1 km (Figura 10.20e).

Nenhum dos mecanismos propostos para a epirogenia explica uma feição principal dos crátons continentais: a existência de escudos continentais soerguidos e de plataformas que sofreram subsidência. Essas regiões são muito amplas e persistiram por muito tempo para que sua epirogenia possa ter sido causada pelos processos de tectônica de placas que discutimos até agora.

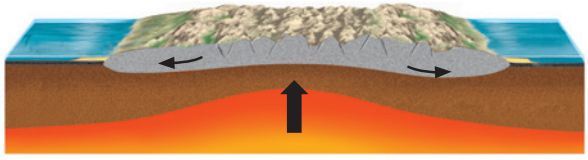
## A origem dos crátons

Com base no mapa da Figura 10.8b, pode-se ver que todo cráton continental contém regiões de litosfera antiga que tem estado estável (ou seja, não deformada) desde o Éon

(a) RECUPERAÇÃO ISOSTÁTICA GLACIAL

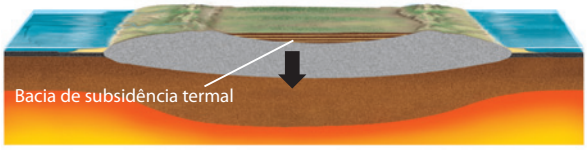



(b) AQUECIMENTO DA LITOSFERA



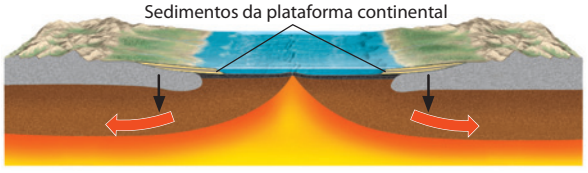
Arqueamento e adelgaçamento da litosfera continental como resultado do aquecimento e resfriamento.

(c) RESFRIAMENTO DA LITOSFERA NO INTERIOR CONTINENTAL



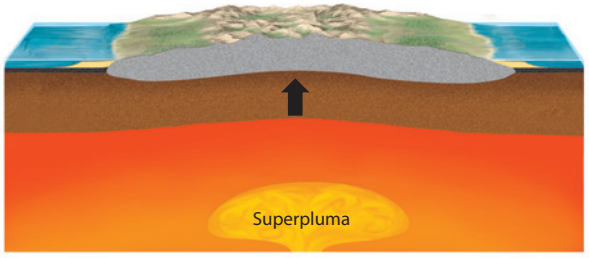

À medida que a litosfera esfria-se e contrai-se, entra em subsidência para formar uma bacia dentro do continente.

(d) RESFRIAMENTO DA LITOSFERA NA MARGEM CONTINENTAL




Quando um novo episódio de expansão do assoalho oceânico separa o continente à parte, as novas bordas continentais entram em subsidência à medida que se esfriam, acumulando espessas cunhas sedimentares.

(e) AQUECIMENTO DO MANTO PROFUNDO




A ascensão de uma superpluma do manto profundo aquece a litosfera e eleva a base do continente, flexionando para cima uma grande área da superfície.

**FIGURA 10.20** ■ Os geólogos identificaram cinco principais mecanismos de epirogênese.

Arqueano (3,9 a 2,5 bilhões de anos atrás). Como vimos, a deformação ocorreu nas bordas dessas massas de terra estáveis, e a nova crosta foi acrescida em torno delas, durante ciclos de Wilson subsequentes. Mas, afinal, como foram criadas essas partes centrais dos crátons?

Sabemos que a Terra foi um planeta mais quente há 4 bilhões de anos, devido ao calor gerado pelo decaimento de elementos radioativos, que eram mais abundantes, bem como à energia liberada pela diferenciação e também durante o período de Bombardeamento Pesado (ver Capítulo 9). As evidências para um manto mais quente provêm de um tipo peculiar de rochas vulcânicas ultramáficas, encontradas apenas na crosta arqueana, denominadas *komatiitos* (cujo nome deriva do rio Komati, no sudeste da África, onde foram descobertas pela primeira vez). Os komatiitos contêm uma percentagem muito alta (até 33%) de óxido de magnésio, e sua formação envolveu um grau de fusão muito mais alto do manto do que o encontrado em qualquer outro lugar da Terra atual.

Se o manto foi mais quente durante o arqueano, então a convecção do manto deve ter sido mais vigorosa. As placas podem ter sido menores e com movimentação mais rápida. O vulcanismo era generalizado e a crosta, formada no centro de expansão, era provavelmente mais espessa. Embora a litosfera deva ter sido certamente reciclada, retornando ao manto, alguns geólogos pensam que as placas formadas nessa época eram muito delgadas e muito leves para serem subduzidas do mesmo modo que as modernas placas oceânicas, que são consumidas nas zonas de subducção.

Sabemos que uma crosta continental rica em sílica existiu durante esse estágio primitivo da história da Terra. Formações com idades chegando a 3,8 bilhões de anos foram encontradas em muitos continentes; mas a maioria delas é de rochas metamórficas evidentemente derivadas da crosta continental mais antiga. Em alguns poucos lugares, pequenos pedaços dessa crosta antiga ainda sobrevivem. O Gnaisse Acasta, na parte noroeste do Escudo Canadense, foi datado em 4 bilhões anos, sendo muito semelhante aos gnaisses modernos (**Figura 10.22a**). Os geólogos descobriram recentemente uma formação rochosa ainda mais antiga, com quase 4,3 bilhões de anos, no norte de Quebec (Figura 10.22b). Na Austrália, grãos de zircão (mineral muito duro que sobrevive à erosão) foram datados em 4,4 bilhões de anos (ver Capítulo 8).

No início do Éon Arqueano, a crosta continental que foi diferenciada a partir do manto era muito móvel, talvez organizada sob a forma de pequenas jangadas, que eram rapidamente empurradas juntas e rompidas pela intensa atividade tectônica – uma versão do processo de tectônica de flocos que parece estar ocorrendo atualmente em Vênus. A primeira crosta continental com estabilidade de longo prazo iniciou a sua formação em torno de 3,3 a 3 bilhões de anos. Na América do Norte, o mais antigo exemplo sobrevivente é o cráton central de Slave, no noroeste do Canadá (onde se encontra o Gnaisse Acasta), estabilizado em torno de 3 bilhões de anos. Os geólogos

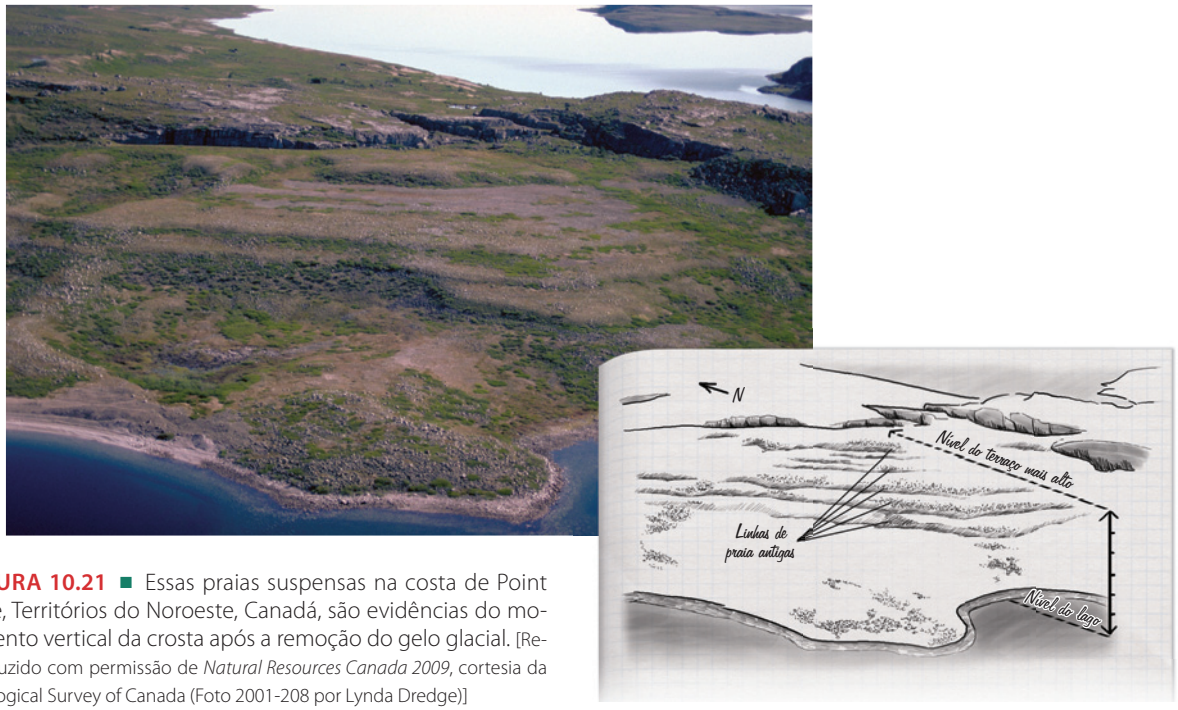



**FIGURA 10.21** ■ Essas praias suspensas na costa de Point Lake, Territórios do Noroeste, Canadá, são evidências do movimento vertical da crosta após a remoção do gelo glacial. [Reproduzido com permissão de *Natural Resources Canada 2009*, cortesia da Geological Survey of Canada (Foto 2001-208 por Lynda Dredge)]

conseguiram demonstrar que esse processo de estabilização envolveu a crosta continental e também alterações químicas na porção mantélica da litosfera continental, como veremos em breve.

As assembleias de rochas desses núcleos cratônicos arqueanos podem ser classificadas em dois grupos principais (**Figura 10.23**):

1. **Terrenos granito-*greenstone***[17], áreas com enormes intrusões de granitos que circundam pequenas porções de *greenstones*, que, por sua vez, são capeadas com sedimentos. Os *greenstones*, como vimos no Capítulo 6, são rochas metamórficas de baixo grau derivadas de rochas vulcânicas, primariamente de composição máfica. A origem dessas rochas verdes é controvertida, mas muitos geólogos acreditam que foram pedaços de crosta oceânica, formada em pequenos centros de expansão posicionados atrás de arcos de ilhas, incorporados aos continentes e, mais tarde, engolfados por intrusões graníticas.
2. **Terrenos metamórficos de alto grau**, áreas de rochas metamórficas de alto grau (fácies granulito) derivadas, fundamentalmente, de compressão, soterramento e subsequente erosão de crosta granítica. Essas áreas são semelhantes às partes profundamente erodidas dos cinturões orogênicos, hoje expostas, mas a geometria da deformação é diferente. As orogenias modernas produzem geralmente cinturões de montanhas lineares onde os limites das bordas dos grandes crátons convergem. No Arqueano, o estilo de deformação era mais circular ou, visto em planta, senoidal, refletindo o fato de os crátons terem sido muito menores, com limites mais curvos.

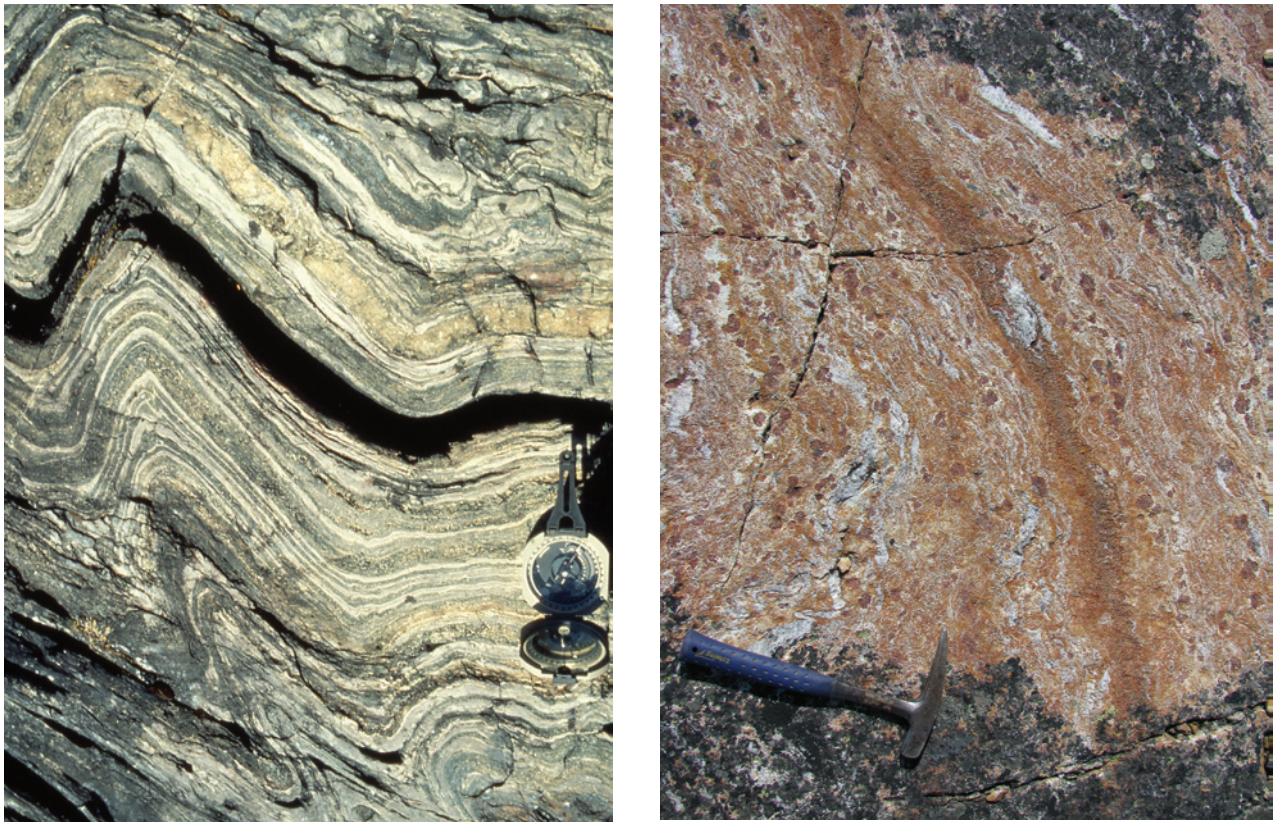
No final do Arqueano, há 2,5 bilhões de anos, uma quantidade suficiente de crosta continental já tinha sido estabilizada em núcleos cratônicos para permitir a formação de continentes cada vez maiores por adição magmática e acreção. A tectônica de placas estava, provavelmente, operando da mesma maneira que o faz hoje. Foi nessa época que encontramos as primeiras evidências de grandes colisões continentais e de amalgamação dos supercontinentes. Desse ponto em diante da história da Terra, a evolução dos continentes foi governada pelos processos de tectônica de placas do Ciclo de Wilson.

## A estrutura profunda dos continentes

Neste capítulo, pesquisamos os processos mais importantes que levaram ao desenvolvimento da crosta continental. No entanto, ainda não fornecemos uma explicação adequada para um aspecto essencial do comportamento dos continentes: a estabilidade dos crátons a longo prazo. Como esses crátons sobreviveram às colisões da tectônica de placas, durante bilhões de anos? A resposta a essa questão não está na crosta, mas no manto subcontinental.

### As quilhas cratônicas

Usando ondas sísmicas para "ver" o interior da Terra, os geólogos descobriram um fato extraordinário: os crátons continentais são sobrepostos a uma espessa camada de manto resistente, que se move junto com as placas pela deriva continental. Essas secções espessadas da litosfe-



(a) (b)

**FIGURA 10.22** ■ Rochas recém-descobertas mostram que a crosta continental existiu na superfície da Terra durante o Éon Hadeano. (a) O Gnaisse Acasta, na província arqueana de Slave, foi datado em 4 bilhões de anos. (b) Rochas com anfibólios do cinturão de *greenstones* de Nuvvuagittuq, norte de Quebec, Canadá, foram datadas em 4,28 bilhões de anos, tornando-as a formação rochosa mais antiga já descoberta. [(a) Cortesia de Sam Bowring, Massachusetts Institute of Technology; (b) Jonathan O'Neil]

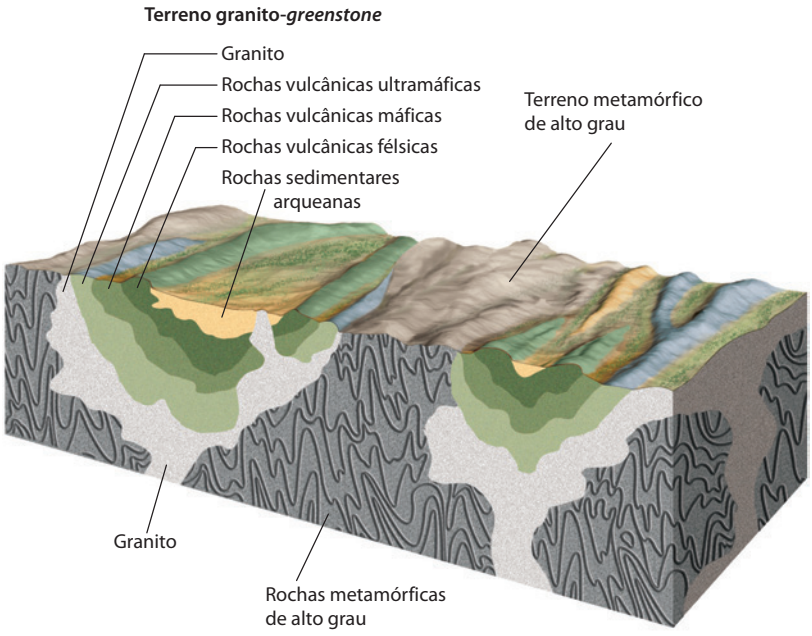



**FIGURA 10.23** ■ Dois principais tipos de formações de rochas encontrados nos crátons arqueanos: terrenos granito-*greenstone* e terrenos metamórficos de alto grau.

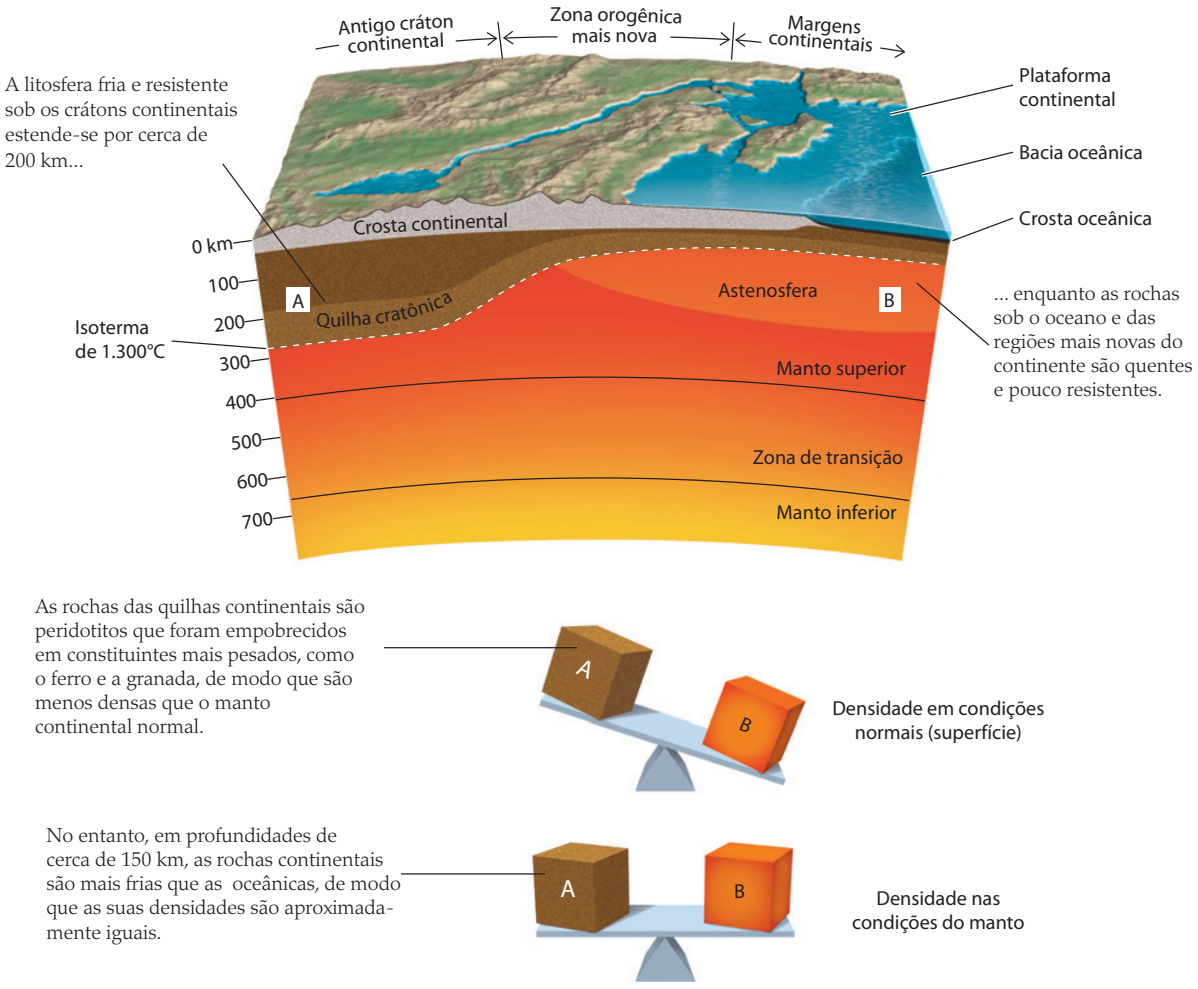



**FIGURA 10.24** ■ A composição química das quilhas cratônicas compensa os efeitos da temperatura para estabilizá-las em relação à ruptura por processos de tectônica de placas. [Fonte: T. H. Jordan, "The Deep Structure of Continents," *Scientific American* (January 1979): 92]

ra estendem-se por profundidades de mais de 200 km – mais que o dobro da espessura das placas oceânicas mais antigas.

De 100 a 200 km abaixo dos oceanos (bem como abaixo da maioria das regiões mais jovens dos continentes), as rochas do manto são quentes e pouco resistentes. Elas são parte da astenosfera convectiva que flui relativamente fácil, permitindo que as placas se desloquem pela superfície da Terra. A litosfera abaixo dos crátons estende-se para essas regiões como o casco de um navio na água, de modo que muitos geólogos referem-se a essas estruturas do manto como **quilhas cratônicas** (**Figura 10.24**). Todos os crátons, em cada continente, aparentam ter essas quilhas.

As quilhas continentais apresentam muitos desafios que os cientistas estão tentando resolver. Sob o cráton está vindo menos calor do manto do que sob a crosta oceânica. Essa observação indica que as quilhas são resistentes porque elas são muitas centenas de graus mais frias que a astenosfera circundante. No entanto, se as rochas do manto sob o continente são tão frias, por que elas não afundam no manto sob a ação do seu próprio peso, do mesmo modo que as placas oceânicas pesadas e frias afundam na zona de subducção?

## Composição das quilhas

As quilhas cratônicas afundariam se a composição química fosse a mesma que a dos peridotitos comuns do manto. Para contornar esse problema, os geólogos levantaram a hipótese de que as quilhas continentais são feitas de rochas diferentes, de composição menos densa. A densidade mais baixa compensa o aumento de densidade resultante da temperatura mais baixa das rochas.

Evidências para corroborar essa hipótese vieram de amostras do manto encontradas em chaminés kimberlíticas – o mesmo tipo de rocha vulcânica que produz diamantes, como veremos no Capítulo 12. As chaminés de kimberlitos são os *necks* erodidos (diatremas) de vulcões

**FIGURA 10.25** ■ Escavação de uma chaminé de kimberlito na mina de diamantes Jwaneng, em Botswana. Os diamantes são encontrados na rocha de kimberlito de coloração escura no centro da mina, que delineia o *neck* de um antigo vulcão erodido. Os diamantes e outros fragmentos da quilha continental africana encontrados em Jwaneng sofreram erupção de profundidades maiores que 150 km, e a análise desses fragmentos confirma a hipótese de estabilização química ilustrada na Figura 10.24. Jwaneng é a mais rica mina de diamantes do mundo, produzindo 14,3 milhões de quilates (2.860 kg) de diamantes, com valor acima de US$ 1,5 bilhão em 2003. [Peter Essick/Aurora Photos]

que entraram em erupção explosiva a partir de grandes profundidades (**Figura 10.25**). Quase todos os kimberlitos que contêm diamante estão localizados no interior de crátons arqueanos. Um diamante transforma-se em grafite em profundidades menores que 150 km, a não ser que seja rapidamente resfriado a baixas temperaturas. Desse modo, a presença de diamantes nessas chaminés demonstra que magmas kimberlíticos provêm de profundidades maiores que 150 km e que eles sofreram erupção através das quilhas, quando o magma fraturou a litosfera de forma muito rápida.

Durante uma erupção kimberlítica violenta, fragmentos da quilha, alguns contendo diamantes, são arrancados e trazidos pelo magma à superfície como xenólitos do manto. Descobriu-se que a maioria dos xenólitos do manto é peridotítica, com menos ferro (um elemento pesado) e menos granada (um mineral pesado) que as rochas comuns do manto. Essas rochas podem ser produzidas por meio da extração de um magma basáltico (ou komatiitico) a partir da astenosfera em convecção. Em outras palavras, o manto debaixo dos crátons é um resíduo empobrecido, remanescente da fusão que ocorreu em algum tempo anterior da história da Terra. Uma quilha cratônica dessas rochas empobrecidas pode flutuar sobre o manto, apesar de ser mais fria (ver Figura 10.24).

## A idade das quilhas

Por meio da análise dos xenólitos dos kimberlitos e dos diamantes que eles contêm, os geólogos foram capazes de demonstrar que as quilhas cratônicas têm a mesma idade que a crosta arqueana que está sobre elas. (O diamante do seu anel ou colar tem, provavelmente, muitos bilhões de anos!) Desse modo, as rochas atuais das quilhas cratônicas foram empobrecidas por extração de uma fusão do tipo basáltica muito cedo na história da Terra e, subsequentemente, posicionadas debaixo da crosta arqueana na época em que a crosta foi estabilizada.

Na verdade, a formação de quilhas foi provavelmente responsável pela estabilização tectônica dos crátons. A existência de uma quilha fria e mecanicamente forte pode explicar o porquê de certos crátons terem conseguido sobreviver a muitas colisões continentais sem muita deformação interna, incluindo, pelo menos, quatro episódios de formação de supercontinentes.

No entanto, muitos aspectos desse processo ainda não são entendidos. Como as quilhas se resfriaram? Como elas chegaram ao equilíbrio de densidade ilustrado na Figura 10.24? Por que os crátons com as quilhas mais espessas têm idades arqueanas? Alguns cientistas acreditam que os continentes podem exercer um papel mais importante no sistema de convecção do manto que con-

trola a tectônica de placas, mas como as quilhas afetam a convecção no manto ainda não é inteiramente compreendido. Na verdade, muitas das ideias apresentadas neste capítulo são hipóteses que ainda não foram integradas em uma teoria totalmente aceita da evolução continental e das estruturas profundas. A busca dessa teoria mantém-se como foco central da pesquisa geológica.

## RESUMO

***Quais são as principais feições geológicas da América do Norte?*** A crosta mais antiga está exposta no Escudo Canadense. Ao sul deste está a plataforma interior coberta por sedimentos, onde as rochas do embasamento pré-cambriano são recobertas por camadas de rochas sedimentares paleozoicas. Em torno dos limites dessas províncias estão as cadeias de montanhas alongadas. O cinturão dos Apalaches tem uma direção sudoeste a nordeste, na borda leste do continente. As planícies costeiras, a plataforma do Oceano Atlântico e o Golfo do México são parte de uma margem continental passiva que sofreu subsidência após o rifteamento durante a fragmentação da Pangeia. A Cordilheira da América do Norte é uma região montanhosa que percorre o lado oeste do continente homônimo, contendo diversas províncias tectônicas distintas.

***Que tipos de províncias tectônicas são encontrados ao redor do mundo?*** Os tipos de províncias tectônicas encontrados na América do Norte também existem em outros continentes. Escudos e plataformas continentais compõem os crátons continentais, que são as partes mais antigas e estáveis dos continentes. Em torno desses crátons estão os orógenos, sendo que os mais novos são encontrados nas margens ativas de continentes, onde a deformação tectônica continua. As margens passivas de continentes são zonas de extensão crustal e sedimentação.

***Como os continentes crescem?*** Dois processos da tectônica de placas, adição magmática e acreção, aumentam a crosta aos continentes. Rochas ricas em sílica com capacidade de flutuar são produzidas por diferenciação de magmas, principalmente em zonas de subducção, e adicionadas à crosta continental por transporte vertical. A acreção ocorre quando o material crustal preexistente é anexado às massas continentais pelo movimento horizontal da placa por meio de quatro processos principais: transferência para uma placa continental cavalgante de fragmentos crustais de menor densidade a partir de uma placa em subducção; fechamento de um mar que separa um arco de ilhas do continente; transporte lateral de material crustal ao longo das margens continentais por falhas transcorrentes; e sutura de duas margens continentais por colisão continente-continente e subsequente fragmentação dessas zonas por rifteamento continental.

***Como a orogenia modifica os continentes?*** Forças tectônicas horizontais, surgindo principalmente da convergência de placas, podem produzir montanhas por dobramento e falhamento. O falhamento com cavalgamento pode empilhar a porção superior da crosta em lâminas de cavalgamento com dezenas de quilômetros de espessura, originando montanhas muito altas. A compressão da crosta continental pode dobrar a sua espessura, causando a fusão das rochas da crosta inferior. Essa fusão pode gerar grandes quantidades de magma granítico, que ascendem para formar extensos batólitos na crosta superior.

***O que é o Ciclo de Wilson?*** O Ciclo de Wilson é uma sequência de eventos tectônicos que ocorre durante a assembleia e fragmentação de supercontinentes e na abertura e fechamento de bacias oceânicas. Ele compreende quatro fases principais: rifteamento, durante a fragmentação do supercontinente; esfriamento da margem passiva e acumulação de sedimentos, durante a expansão do assoalho oceânico e a abertura do oceano; adição magmática ativa e acreção, durante a subducção e o fechamento do oceano; e orogênese, durante a colisão continente-continente. A orogenia é seguida de erosão, que adelgaça a crosta.

***Quais são os mecanismos da epirogenia?*** A epirogenia é um movimento gradual ascendente ou descendente de uma ampla região da crosta sem dobramento ou falhamento. Movimentos ascendentes epirogênicos podem resultar de recuperação isostática glacial, aquecimento da litosfera por ascensão do material mantélico e, possivelmente, soerguimento da litosfera por uma "superpluma" no manto profundo. O resfriamento da litosfera previamente aquecida pode causar movimentos epirogênicos descendentes no interior de um continente ou nas margens de dois continentes separados por rifteamento. Esses movimentos formam bacias de subsidência térmica que são preenchidas por sedimentos.

***Como os crátons continentais sobreviveram a bilhões de anos de processos da tectônica de placas?*** As regiões mais antigas dos crátons, formadas no Éon Arqueano, são contornadas por uma camada de manto mais fria e resistente, ultrapassando 200 km de espessura, que se move com os continentes durante a deriva. Essas quilhas cratônicas são provavelmente formadas por peridotitos do manto que foram empobrecidos de seus constituintes químicos mais densos pela extração de magmas por fusão parcial. Esse processo rebaixa a densidade e estabiliza a quilha, não permitindo que seja rompida pelos processos da tectônica de placas.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

acreção (p. 265)
adição magmática (p. 265)
Ciclo de Wilson (p. 275)
cráton (p. 262)
epirogenia (p. 276)
escudo (p. 256)
idade tectônica (p. 264)
margem ativa (p. 262)
margem passiva (p. 262)
orogenia (p. 267)

orógeno (p. 262)
província tectônica (p. 256)
quilha cratônica (p. 280)
recuperação isostática glacial (p. 276)
rejuvenescimento (p. 261)
terreno acrescido (p. 265)

## EXERCÍCIOS

1. Esboce um perfil topográfico dos Estados Unidos, de San Francisco a Washington D. C., e assinale as grandes feições geológicas.
2. Por que a Cordilheira da América do Norte é topograficamente mais alta que os Apalaches? Há quanto tempo os Apalaches atingiram sua maior elevação?
3. Descreva a província tectônica em que você vive.
4. Os interiores do continente são geralmente mais novos ou mais antigos que as margens? Explique sua resposta usando o conceito do Ciclo de Wilson.
5. Quatro processos de acreção continental são descritos na Figura 10.12. Ilustre dois deles com exemplos de terrenos acrescidos na América do Norte.
6. Dois continentes colidem, espessando a crosta de 35 para 70 km para formar um planalto elevado. Após centenas de milhões de anos, o planalto é erodido até o nível do mar. (a) Que tipos de rochas devem ser expostas à superfície por essa erosão? (b) Estime a espessura crustal após a ocorrência da erosão. (c) Onde na América do Norte essa sequência de eventos foi registrada na geologia de superfície?
7. Quantas vezes os continentes podem ter se aglutinado em supercontinentes desde o Éon Arqueano? Use esse número para fornecer uma duração típica de um Ciclo de Wilson e a velocidade com que se movem os continentes durante a tectônica de placas.
8. Quais são as diferenças entre as orogêneses arqueanas e as dos éons Proterozoico e Fanerozoico? Que fatores podem explicar essas diferenças?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Como você reconhece um terreno acrescido? Como se pode dizer que ele foi originado muito longe ou nas proximidades?
2. Como você poderia identificar uma região onde uma orogenia ativa esteja ocorrendo hoje? Dê um exemplo.
3. Você preferiria viver em um planeta com orogenia ou sem ela? Por quê?
4. A Figura 10.8b mostra mais crosta continental do Mesozoico-Cenozoico do que de qualquer outra idade tectônica. Essa observação contradiz a hipótese de que a maior parte da crosta continental foi diferenciada do manto na primeira metade da história da Terra?
5. Por que as bacias oceânicas têm o tamanho certo para conter toda a água da superfície terrestre?
6. O que aconteceria com a superfície terrestre se a quilha fria sob um cráton fosse subitamente aquecida? Como esse efeito poderia estar relacionado à formação do Planalto do Colorado?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Em inglês, *keel*, "quilha, casco de uma embarcação".

[2] *Cordillera*, no original, definida como "um extenso conjunto de cadeias montanhosas, mais ou menos paralelas, associadas a seus vales, bacias, altiplanos, rios e lagos, com uma direção mais geral" (Bates, R. L., Jackson, J. A. [eds.]. *Dictionary of geological terms*. 3rd ed. New York: Anchor Press). Na América do Norte, incluem-se a Cadeia do Alasca, as Montanhas Rochosas, a Cadeia Cascade-Sierra Nevada, a Cadeia da Costa, o Altiplano do Colorado, o Altiplano de Colúmbia, o Grande Lago Salgado, entre outras feições encontradas dentro dos limites dessa faixa montanhosa com direção geral NW-SE. Na América do Sul, designa-se como Cordilheira dos Andes, onde se inclui uma série de cadeias menores, como a Cordilheira Branca, no Peru, o Altiplano Boliviano-Peruano, o Lago Titicaca, o Deserto de Atacama, entre outros.

[3] Essa península é banhada, a leste, pelo Lago Huron e, a oeste, pelo Lago Michigan.

[4] Literalmente, "Colinas Negras".

[5] Terra Nova ("*Newfoundland*") é uma ilha situada no Golfo de São Lourenço, pertencente à província homônima, que é a mais setentrional e oriental das províncias do Canadá.

[6] Em inglês, *Valley and Ridge Province.*

[7] Em inglês, *Coast Ranges*.

[8] Em inglês, *Basin and Range*.

[9] Em inglês, *accreted terranes*. Comumente, a expressão comparece simplificada como *terrane*, em inglês, e "terreno", em português.

[10] Pronuncia-se [gondu'ana].

[11] Pronuncia-se [lau´rêntia].

[12] Embora tecnicamente fosse melhor referir o Iapetus como um "paleoceano", foi mantida a designação como no original. O mesmo ocorre para os "paleocontinentes" referidos neste capítulo (p. ex., paleocontinente de Gondwana, etc.), bem como para as "paleoplacas" (p. ex., paleoplaca de Fallaron).

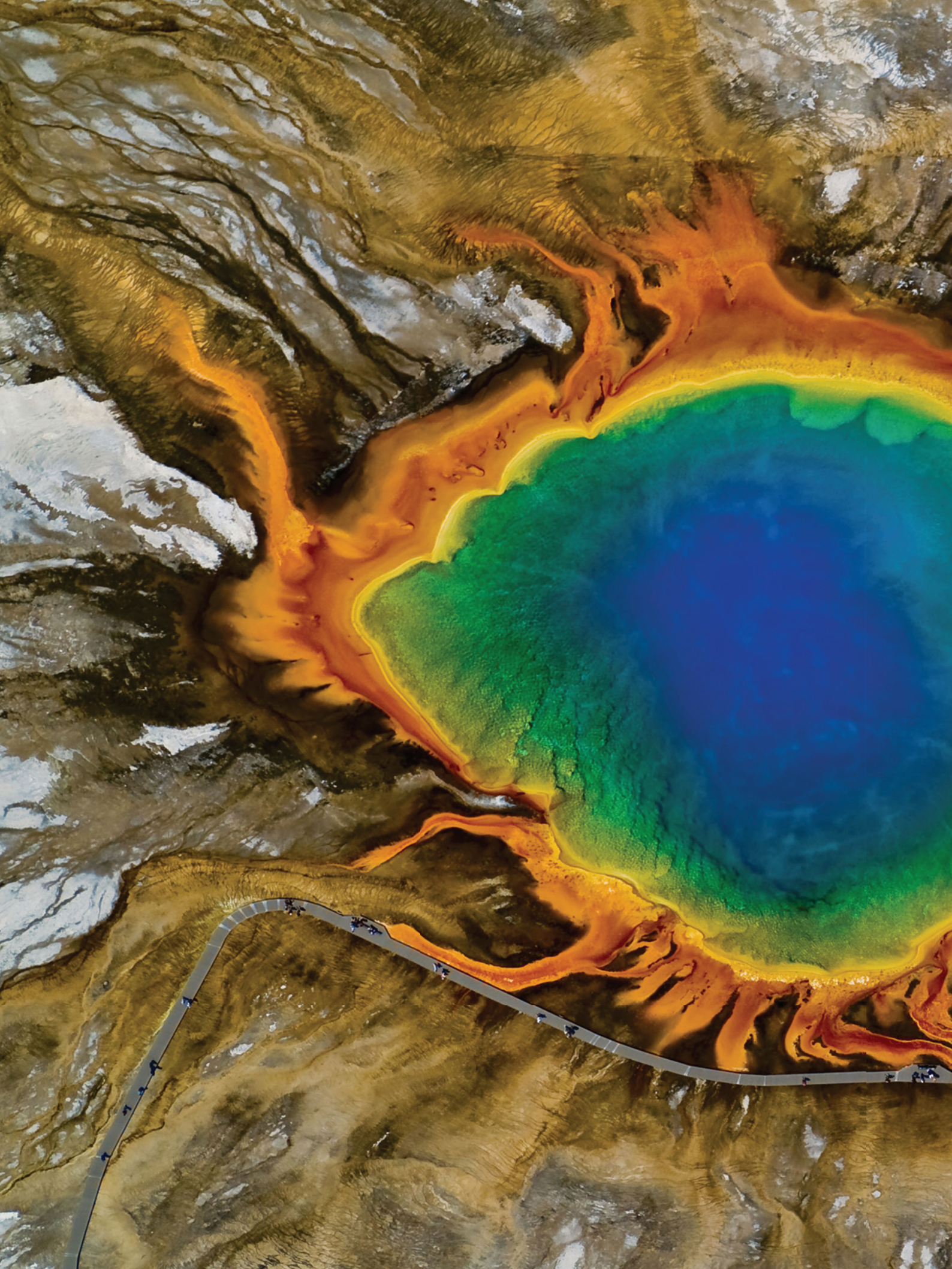
[13] Pronuncia-se [ia'pêtus].

[14] Em inglês, *Taconic Parkway*. Trata-se de uma via larga, com amplo canteiro central ajardinado e arborizado.

[15] Em inglês, *Main Central Thrust*. Eventualmente, o nome dessa grande falha não é traduzido na literatura técnica.

[16] Em inglês, *Main Boundary Thrust*.

[17] Ver Capítulo 9. O termo *greenstone* (pronuncia-se [gri:n'stoune]) geralmente não é traduzido em português.



# 11

# Geobiologia: A Vida Interage com a Terra

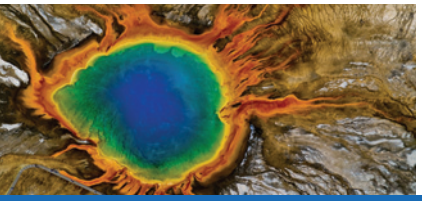
A biosfera como sistema ■ 286
Microrganismos: os químicos minúsculos da natureza ■ 290
Eventos geobiológicos na história da Terra ■ 299
Irradiações evolutivas e extinções em massa ■ 304
Astrobiologia: a busca de vida extraterrestre ■ 311

A Geologia é o estudo dos processos físicos e químicos que controlam a Terra, hoje e no passado. A Biologia é o estudo da vida e dos organismos vivos, inclusive de sua estrutura, função, origem e evolução. Por mais distintas que a Geologia e a Biologia possam parecer, os organismos e seu ambiente físico interagem de muitas formas. Há muito reconhecemos que a Biologia e a Geologia estão intimamente relacionadas, mas até pouco tempo não sabíamos exatamente como. Felizmente, avanços tecnológicos nas ciências terrestres e biológicas agora nos permitem fazer perguntas e dar respostas que antes estavam além de nosso escopo. Na década passada, os cientistas que trabalhavam na fronteira entre os dois campos começaram a entender como funcionam diversos processos geobiológicos.

Sabemos que os organismos podem alterar a Terra. Por exemplo, a atmosfera terrestre é distinta da de qualquer outro planeta por ter uma concentração significativa de oxigênio, resultante da evolução de microrganismos que produzem oxigênio há bilhões de anos. Os organismos também contribuem com o intemperismo das rochas ao liberar substâncias químicas que ajudam a quebrar os minerais; por meio desse processo, eles obtêm nutrientes essenciais ao crescimento. Da mesma forma, os processos geológicos podem alterar a vida, como quando um asteroide atingiu a Terra 65 milhões de anos atrás, causando uma extinção em massa que dizimou os dinossauros.

**Este capítulo explora as ligações entre organismos e o ambiente físico da Terra. Descrevemos como a biosfera funciona como um sistema e de onde vem a capacidade da Terra de dar suporte à vida.**

Grand Prismatic Hot Spring, Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming, EUA. O impressionante arranjo de cores reflete diferentes comunidades de microrganismos que são bastante sensíveis à temperatura da água. A água que flui do centro da fonte (azul) resfria-se, fazendo com que uma determinada comunidade de microrganismos seja substituída por uma comunidade diferente que cresce melhor na nova temperatura, mais baixa. A passarela visível na parte inferior da foto permite que os turistas observem suas profundezas e oferece uma noção de escala. [Luis Castañeda/age fotostock]



**A seguir, exploramos a incrível função que os microrganismos exercem nos processos geológicos e discutimos alguns dos principais eventos geobiológicos que mudaram nosso planeta. Finalmente, consideramos os ingredientes centrais para dar suporte à vida e refletimos sobre a eterna questão feita por astrobiólogos: existe vida lá fora?**

## A biosfera como sistema

A vida existe em todo lugar da Terra. A **biosfera** é a parte de nosso planeta que contém todos os organismos vivos. Ela inclui as plantas e os animais com os quais estamos mais familiarizados, assim como os microrganismos quase invisíveis que vivem em alguns dos ambientes mais extremos da Terra. Esses organismos vivem na superfície terrestre, na atmosfera e nos oceanos, e na crosta superior, interagindo continuamente com todos esses ambientes. Uma vez que está relacionada com a litosfera, a hidrosfera e a atmosfera, a biosfera pode influenciar e até controlar processos geológicos e climáticos básicos. A **Geobiologia** é o estudo dessas interações entre a biosfera e o ambiente físico da Terra.

A biosfera é um sistema de componentes interativos que trocam energia e matéria com o ambiente. Entradas na biosfera incluem energia (geralmente na forma de luz solar) e matéria (como carbono, nutrientes e água). Os organismos usam essas entradas para funcionar e crescer. No processo, criam uma incrível variedade de saídas, sendo que algumas delas exercem uma importante influência nos processos geológicos. Em escala local – como a do poro cheio de água nas partículas de sedimentos soltos –, um pequeno grupo de organismos pode ter um efeito geológico que é limitado a um ambiente de sedimentação específico. Em escala maior, as atividades de organismos podem influenciar as concentrações de gases na atmosfera ou o ciclo de certos elementos pela crosta terrestre.

## Ecossistemas

Pense em um projeto de aula em que todos os membros de uma equipe têm habilidades especiais que permitem que a equipe como um todo supere as capacidades de indivíduos trabalhando isoladamente. Grupos de organismos agem de forma semelhante: organismos individuais desempenham papéis que contribuem para a sobrevivência de outros organismos, bem como para sua própria. No caso de grupos humanos, realizamos esse trabalho em equipe como resultado de decisões conscientes. Para os organismos que vivem juntos em um determinado ambiente – chamados de *comunidade* – isso acontece por tentativa e erro e envolve uma retroalimentação entre a

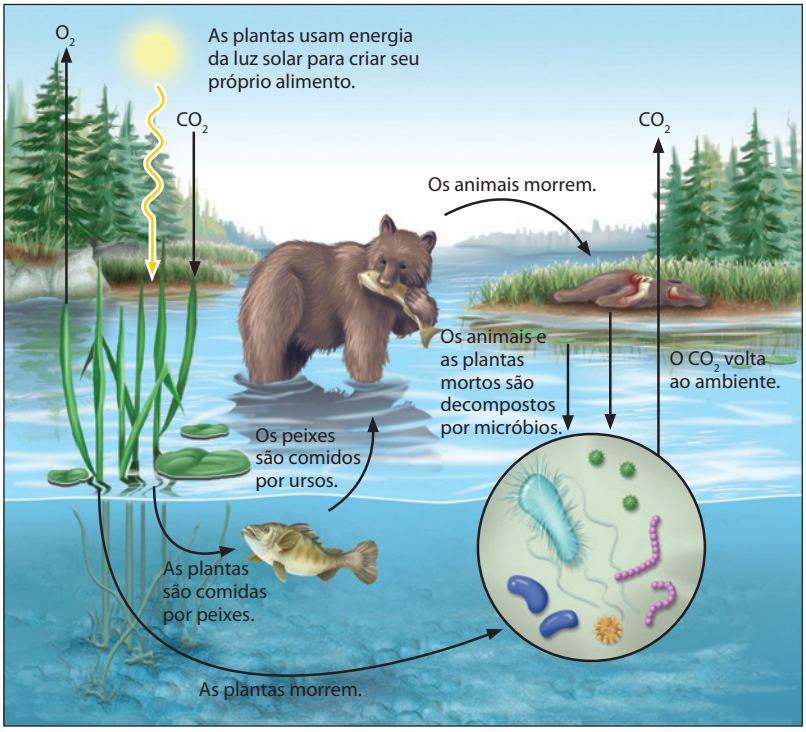



**FIGURA 11.1** ■ Os ecossistemas são caracterizados por um fluxo de energia e matéria entre organismos e seu ambiente. Neste exemplo, a luz solar é usada como fonte de energia por plantas, que são comidas por peixes, que, por sua vez, são comidos por ursos. As plantas, os peixes e os ursos um dia morrem e são decompostos por microrganismos. Dessa forma, a matéria que compunha esses organismos retorna ao ambiente físico, onde pode ser usada novamente.

comunidade e os indivíduos, que determina a estrutura e o funcionamento da comunidade.

Seja em escala local, regional ou global, as interações de comunidades biológicas com seus ambientes definem unidades organizacionais, conhecidas como **ecossistemas**. Os ecossistemas são constituídos por componentes biológicos e físicos que funcionam de uma maneira equilibrada e inter-relacionada, ocorrendo em muitas escalas distintas (**Figura 11.1**). Eles podem ser separados por barreiras geológicas como montanhas, desertos ou oceanos nas escalas mais amplas, ou por barreiras térmicas como a tonação de temperatura da água produzida por uma única fonte quente, em escala muito restrita (ver a foto de abertura do capítulo). Não importa se são grandes ou pequenos, todos os ecossistemas são caracterizados por um *fluxo* de energia e matéria entre organismos e ambiente.

Um ecossistema típico pode envolver, por exemplo, um rio e seu ambiente, no qual diferentes grupos de organismos são adaptados para viver na água (peixes), no sedimento (vermes, lesmas) ou nas margens (gramíneas, árvores, rato-almiscarado) e no céu (pássaros, insetos). Por um lado, o rio controla onde os organismos vivem pelo suprimento de água, sedimentos e nutrientes minerais dissolvidos no ecossistema. Por outro, os organismos influenciam o comportamento do rio; por exemplo, as gramíneas e as árvores estabilizam as margens do rio contra os efeitos destrutivos de enchentes. O equilíbrio entre esses processos biológica e geologicamente controlados garante a estabilidade em longo prazo do ecossistema.

Os ecossistemas respondem sensivelmente a mudanças biológicas, como a introdução de novos grupos de organismos. Quando ocorrem desequilíbrios graves nos ecossistemas, as respostas costumam ser drásticas. Considere os efeitos da introdução de um novo organismo no ambiente de seu bairro, como uma nova planta linda para seu jardim. Em muitos casos, o novo organismo é mais adequado a seu novo ambiente do que os habitantes atuais e torna-se *invasivo*, multiplicando-se rapidamente e expulsando os habitantes anteriores (**Figura 11.2**). Um invasor bem-sucedido frequentemente vem de um lugar onde o ambiente físico é semelhante, mas no qual a competição biológica é menos intensa, por isso tem maior probabilidade de vencer a batalha por nutrientes e espaço em seu novo lar. Os organismos expulsos podem ser *extintos* se forem superados competitivamente pelo invasor em todas as regiões que ocupavam previamente.

A história da Terra mostra-nos que os ecossistemas também respondem sensivelmente a processos geológicos. Impactos de meteoritos, enormes erupções vulcânicas e o aquecimento global rápido são apenas alguns dos processos que contribuíram para a extinção de grandes grupos de organismos. Exploraremos alguns de seus efeitos mais adiante neste capítulo.

## Entradas: do que a vida é feita

Os organismos de qualquer ecossistema podem ser subdivididos em produtores e consumidores, de acordo com a forma como obtêm *alimento*, que é a fonte de energia e nutrientes deles (Quadro 11.1). Os produtores, ou **autótrofos**, são organismos que criam seu próprio alimento. Eles usam a energia da luz solar ou, em alguns casos, a energia derivada de substâncias químicas no ambiente para fabricar compostos orgânicos, como carboidratos. Os consumidores, ou **heterótrofos**, obtêm alimento nutrindo-se direta ou indiretamente dos produtores.

(a)

(b)

(c)

**FIGURA 11.2** ■ Organismos invasivos criam problemas pela dominação de seus ecossistemas locais. (a) O Kudzu, introduzido na América do Norte para deter a erosão nas rodovias, rapidamente cobre as outras plantas. (b) A salgueirinha-roxa, trazida da Europa como uma planta ornamental, invadiu muitos pantanais norte-americanos. (c) O mexilhão-zebra coloniza agressivamente e domina os mexilhões comuns. Em 2002, o U.S. Fish and Wildlife Service estimou que US$ 5 bilhões foram gastos por empresas de energia elétrica apenas para consertar encanamentos de água bloqueados por mexilhões-zebra. [(a) Kerry Britton/Forest Service, USDA; (b) Reimar Gaertner/INSADCO Photography/Alamy; (c) cortesia do U.S. Fish and Wildlife Service/Washington, DC, Library]

**QUADRO 11.1** Organismos como produtores e consumidores

| Tipo | Fonte de energia | Fonte de carbono | Exemplo |
|---|---|---|---|
| Fotoautótrofo | Sol | $CO_2$ | Cianobactérias |
| Foto-heterótrofo | Sol | Compostos orgânicos | Bactérias púrpuras |
| Quimioautótrofo | Substâncias químicas | $CO_2$ | Bactérias H, S, Fe |
| Quimio-heterótrofo | Substâncias químicas | Compostos orgânicos | Maioria das bactérias, fungos e animais, inclusive humanos |

Costuma-se dizer que você é o que come, e essa afirmação não vale apenas para humanos; ela também é verdadeira para todos os organismos. Todos os nossos alimentos são compostos praticamente dos mesmos materiais: moléculas compostas de carbono, hidrogênio, oxigênio, fósforo e enxofre. Portanto, não importa se o organismo é autótrofo ou heterótrofo, ele ainda utiliza os mesmos seis elementos como alimento. O que difere é a forma, ou seja, a estrutura molecular, do alimento. Quando heterótrofos como humanos comem pão, estão se alimentando de *carboidratos*: grandes moléculas formadas de carbono, hidrogênio e oxigênio. Mesmo os mais simplórios microrganismos nutrem-se de moléculas contendo carbono, como dióxido de carbono ($CO_2$) ou metano ($CH_4$). A diferença é que o que é alimento para um microrganismo pode não parecer alimento para nós!

**CARBONO** O bloco de construção essencial a toda vida na Terra é o carbono. Em nosso planeta, sempre que a vida estiver presente, haverá carbono. Se a água for removida, a composição de todos os organismos, inclusive dos humanos, é dominada pelo carbono. Nenhum outro elemento químico equivale-se a esse em termos de variedade e complexidade dos compostos que pode formar. Parte do motivo dessa versatilidade é que o carbono pode formar quatro ligações covalentes consigo próprio e com outros elementos (ver Figura 3.3), o que permite uma ampla variedade de estruturas. O carbono age como o modelo em torno do qual são construídas todas as moléculas orgânicas, como os carboidratos e as proteínas. Assim, esse elemento é criticamente importante para os organismos porque faz parte da fabricação de todas as partes deles, de genes a estruturas corporais.

A biosfera controla, em grande parte, o fluxo de carbono pelo sistema Terra. Os organismos marinhos extraem carbono – que está presente na água marinha na forma de $CO_2$ dissolvido – para formar conchas e esqueletos carbonáticos. Quando os organismos morrem, seus esqueletos depositam-se no assoalho oceânico, onde se acumulam como sedimentos, movendo o carbono da biosfera para a litosfera com eficiência. O acúmulo dos remanescentes orgânicos de organismos em pantanais de água doce e no assoalho oceânico também move esse elemento da biosfera para a litosfera. Ao longo do tempo geológico, esses remanescentes orgânicos são transformados em petróleo, gás natural e depósitos de carvão. Atualmente, quando extraímos e queimamos esses depósitos, estamos movendo carbono da litosfera para a atmosfera na forma de emissões de $CO_2$.

**NUTRIENTES** Os nutrientes são elementos ou compostos químicos que os organismos precisam para viver e crescer. Nutrientes comuns de plantas incluem os elementos fósforo, nitrogênio e potássio – os que são encontrados com maior frequência em fertilizantes para jardinagem. Outros organismos também dependem de ferro e de cálcio. Alguns organismos podem fabricar seus próprios nutrientes, mas outros devem obtê-los em suas dietas de materiais no ambiente. Alguns microrganismos especializados podem obter nutrientes por minerais dissolvidos.

**ÁGUA** A vida como a conhecemos exige água ($H_2O$). Todos os organismos na Terra, inclusive os humanos, são compostos primariamente de água, tipicamente de 50 a 90%. Sabe-se que os humanos podem viver semanas sem comer, mas a maioria morreria em apenas alguns dias sem água. Mesmo microrganismos que vivem na atmosfera devem obter água de minúsculas gotas que condensam em torno de partículas de poeira, e os vírus devem obter água de seus hóspedes.

A água é o habitat no qual a vida emergiu pela primeira vez e onde grande parte dela ainda viceja. As propriedades químicas da água e a forma como ela responde a mudanças de temperatura a tornam um meio ideal para a atividade biológica. As células de todos os organismos são compostas basicamente de uma solução aquosa que promove as reações químicas da vida. A água também ajuda a moderar o clima terrestre, que tem dado suporte à vida por, pelo menos, 3,5 bilhões de anos (ver Capítulo 15). A água é um ingrediente tão importante para a vida que a busca de vida extraterrestre deve começar com a busca de água, como veremos no final deste capítulo.

**ENERGIA** Todos os organismos precisam de energia para viver e crescer. Alguns dos organismos mais simples, como as algas unicelulares, obtêm energia da luz solar. Outros adquirem energia decompondo substâncias químicas em seu ambiente. Os heterótrofos obtêm energia nutrindo-se de outros organismos. A energia é importante porque abastece a conversão de moléculas simples, como dióxido de carbono e água, em moléculas maiores, como carboidratos e proteínas, que são essenciais à vida.

## Processos e saídas: como os organismos vivem e crescem

O **metabolismo** compreende todos os processos que os organismos usam para converter entradas em saídas. Em um tipo de processo metabólico, os organismos usam pequenas moléculas, como $CO_2$, $H_2O$ e $CH_4$, e energia para criar moléculas maiores, como proteínas e certos tipos de carboidratos, que os permitem funcionar e crescer. Outros carboidratos – por exemplo, um açúcar chamado glicose – são armazenados para uso posterior como fonte de energia, ou seja, como alimento. Em outro tipo de processo metabólico, os organismos decompõem o alimento para liberar a energia contida nele.

Um processo metabólico em especial é mais bem conhecido: a **fotossíntese** (**Figura 11.3**). Por meio desse processo, organismos como as plantas e as algas usam energia da luz solar para converter água e dióxido de carbono em carboidratos (como glicose) e oxigênio (Quadro 11.2). Essa reação progride da seguinte forma:

$$\text{água} + \text{dióxido de carbono} + \text{luz solar} \rightarrow \text{glicose} + \text{oxigênio}$$

$$6\,H_2O + 6\,CO_2 + \text{energia} \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6\,O_2$$

O oxigênio é liberado na atmosfera, e a glicose é armazenada como fonte de energia para uso posterior pelo organismo. Um grupo importante de microrganismos, conhecidos como **cianobactérias**, também usam fotossíntese para fazer carboidratos; na verdade, elas provavelmente originaram o processo nos primórdios da história da vida.

O outro processo metabólico central é a **respiração**, pela qual os organismos liberam a energia armazenada em carboidratos, como a glicose (ver Quadro 11.2). Todos os organismos usam oxigênio para queimar, ou *respirar*, carboidratos a fim de liberar energia, mas diferentes organismos respiram de formas distintas. Por exemplo, os humanos e muitos outros organismos consomem gás oxigênio ($O_2$) da atmosfera para metabolizar carboidratos e liberam dióxido de carbono

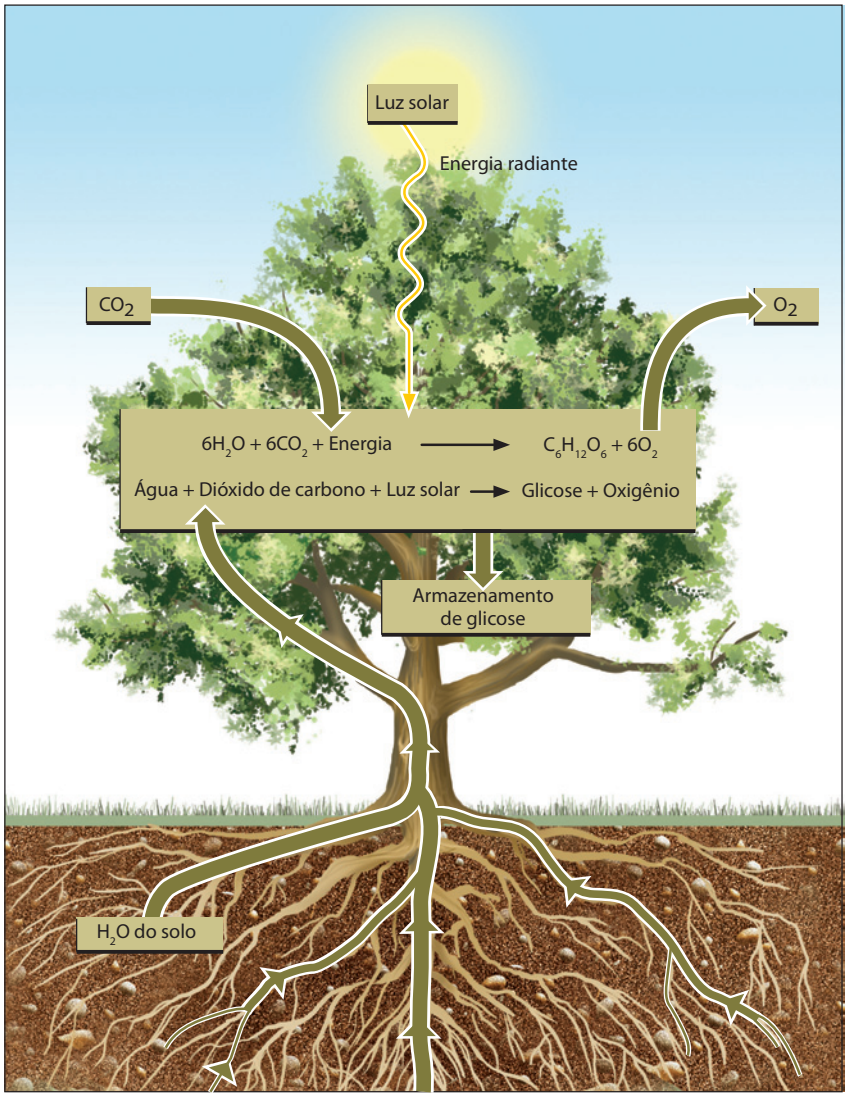



**FIGURA 11.3** ■ Durante o processo metabólico da fotossíntese, os organismos usam dióxido de carbono e água do ambiente e a energia da luz solar para fazer carboidratos, como a glicose.

**QUADRO 11.2** Comparação entre fotossíntese e respiração

| Fotossíntese | Respiração |
|---|---|
| Armazena energia na forma de carboidratos | Libera energia dos carboidratos |
| Usa $CO_2$ e $H_2O$ | Libera $CO_2$ e $H_2O$ |
| Aumenta a massa | Diminui a massa |
| Produz oxigênio | Consome energia |

e água como subprodutos. Neste caso, a reação é o reverso da fotossíntese:

glicose + oxigênio → água + dióxido de carbono + energia

$$C_6H_{12}O_6 + 6\,O_2 \rightarrow 6\,H_2O + 6\,CO_2 + \text{energia}$$

Porém, outros organismos, como os microrganismos que vivem em ambientes onde o oxigênio está ausente, têm uma tarefa mais difícil. Eles precisam decompor compostos que contêm oxigênio dissolvidos na água, como o sulfato ($SO_4^{2-}$), para obter oxigênio. Durante o curso dessas reações, vários gases – como o hidrogênio ($H_2$), o sulfato de hidrogênio ($H_2S$) e o metano ($CH_4$) – podem ser produzidos como subprodutos.

O metabolismo de organismos afeta os componentes geológicos do ambiente. Por exemplo, o oxigênio liberado pela fotossíntese reage com minerais silicáticos contendo ferro, como o piroxênio e o anfibólio, para formar minerais óxidos contendo ferro, como a hematita (ver Capítulo 16). Quando os organismos produzem $CO_2$ e $CH_4$, eles escapam para a atmosfera e contribuem para o aquecimento global. De modo contrário, quando consomem esses gases, os organismos contribuem com o resfriamento global.

## Ciclos biogeoquímicos

No curso da vida e da morte, os organismos trocam energia e matéria continuamente com o ambiente. Essa troca ocorre na escala do organismo individual, do ecossistema do qual ele é parte e da biosfera global. O consumo e a produção metabólicos de gases como $CO_2$ e $CH_4$ são bons exemplos de como os organismos podem exercer controles globais sobre o clima da Terra. O dióxido de carbono e o metano são *gases de efeito estufa*, ou seja, absorvem o calor emitido pela Terra e o armazenam na atmosfera. Quando os organismos produzem mais $CO_2$ e $CH_4$ do que consomem, o clima aquecerá; quando consomem mais $CO_2$ e $CH_4$ do que produzem, o clima resfriará. A concentração de gases de efeito estufa na atmosfera não é o único controle sobre os climas globais, como aprenderemos no Capítulo 15, mas é importante e envolve diretamente a biosfera.

Os geobiólogos monitoram as trocas entre a biosfera e outras partes do sistema Terra estudando os ciclos biogeoquímicos. Um **ciclo biogeoquímico** é um caminho pelo qual um elemento ou composto químico se move entre os componentes biológicos ("bio") e ambientais ("geo") de um ecossistema. A biosfera participa dos ciclos biogeoquímicos pelo fluxo de entrada e saída de gases atmosféricos por respiração, pela entrada de nutrientes da litosfera e da hidrosfera e pela saída desses nutrientes por morte e decaimento de organismos.

Assim como os ecossistemas variam em termos de escala, o mesmo ocorre com os ciclos biogeoquímicos. O fósforo, por exemplo, pode criar um ciclo de ida e volta entre a água e os microrganismos nos interstícios porosos dos sedimentos, podendo, também, retroceder e avançar no ciclo entre rochas soerguidas em montanhas e os sedimentos depositados ao longo das margens de bacias oceânicas (**Figura 11.4**). Nos dois casos, quando os organismos contendo fósforo morrem, essa substância pode se acumular em um repositório temporário antes de ser reciclada. Os sedimentos e as rochas sedimentares são importantes repositórios para esse elemento.

O conhecimento de ciclos biogeoquímicos é importante para compreender os mecanismos associados aos principais eventos geobiológicos da história da Terra, como veremos mais adiante neste capítulo. Também é essencial para o entendimento de como os elementos e os compostos que os humanos emitem na atmosfera e no oceano estão interagindo com a biosfera, como veremos nos Capítulos 15 e 23.

## Microrganismos: os químicos minúsculos da natureza

Organismos unicelulares, que incluem bactérias, arqueias, alguns fungos, algumas algas e a maioria dos protistas, são conhecidos como **microrganismos**, ou *micróbios*. Onde quer que exista água, haverá microrganismos. Os microrganismos, como outros organismos, precisam de água para viver e reproduzir-se. Eles podem ter tamanhos de até alguns mícrons (1 mícron = $10^{-6}$ m) e podem habitar quase tudo que se possa imaginar, de, pelo menos, 5 km abaixo da superfície terrestre até mais de 10 km de altura na atmosfera. Os microrganismos vivem no ar, no solo, sobre e dentro de rochas, em pilhas de lixo tóxico, em campos congelados de neve e em corpos aquáticos de todos os tipos, inclusive em fontes quentes em ebulição. Eles vivem em temperaturas que variam de menos de -20°C a mais do que o ponto de ebulição da água (100°C).

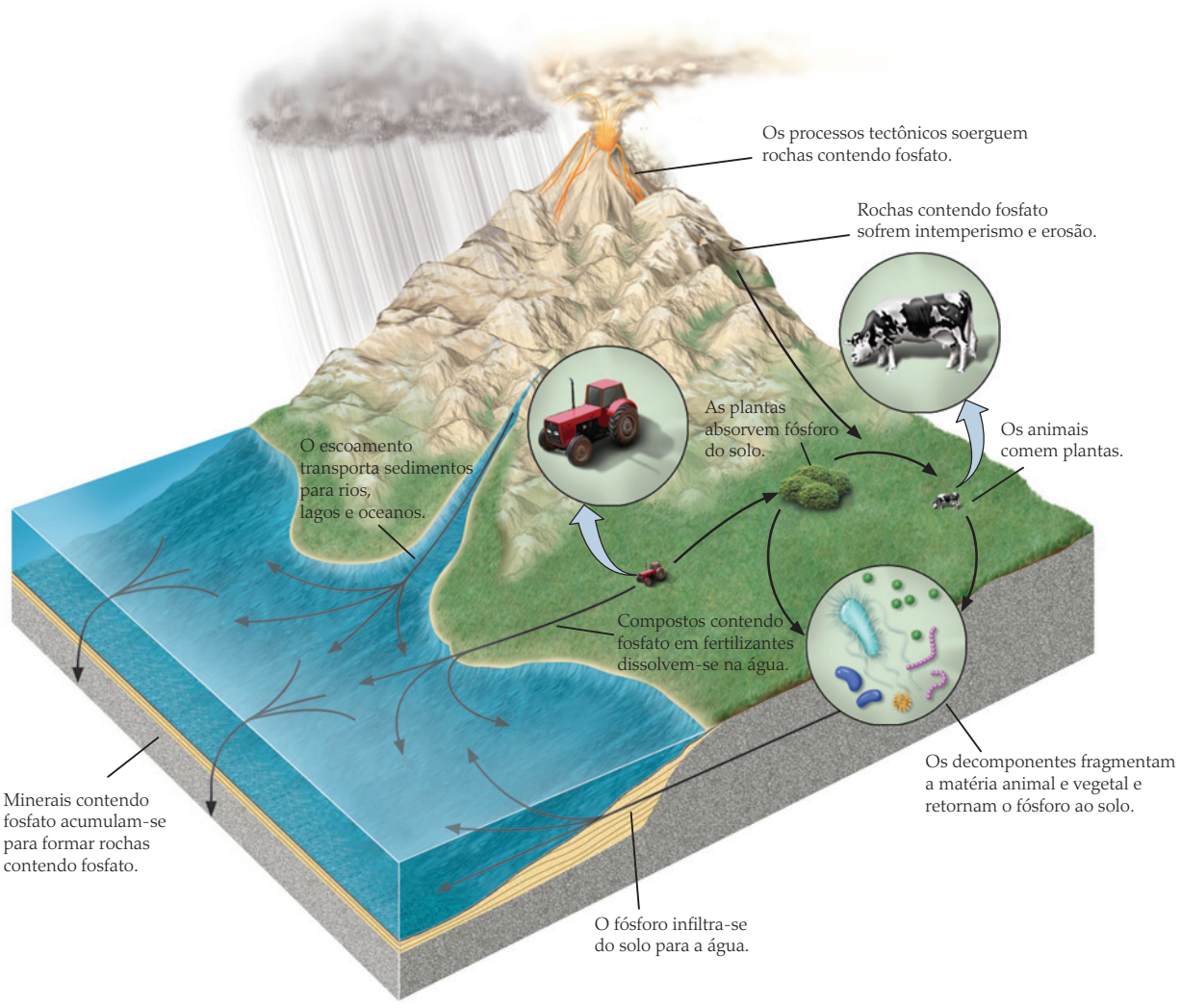



**FIGURA 11.4** ■ A biosfera exerce uma função importante no ciclo biogeoquímico do fósforo.

Explora-se os efeitos úteis do metabolismo microbiano há milhares de anos para produzir pão, vinho e queijo. Hoje, também usa-se microrganismos para produzir antibióticos e outros medicamentos valiosos. Os geobiólogos estudam os microrganismos para entender suas funções nos ciclos biogeoquímicos e para compreender a evolução inicial da biosfera antes do advento de organismos mais complexos.

## Abundância e diversidade de microrganismos

Os microrganismos dominam a Terra no que tange ao número de indivíduos. Concentrações entre $10^3$ a $10^9$ microrganismos/cm$^3$ foram relatadas em solos, sedimentos e águas naturais. Sempre que caminha pelo solo, você pisa em bilhões de microrganismos! Em alguns casos, as superfícies tornam-se revestidas de densas concentrações de microrganismos, chamadas de *biofilmes*, que podem conter até $10^8$ indivíduos/cm$^2$ de área de superfície.

O que é mais importante é que os microrganismos são o grupo mais geneticamente diverso de organismos na Terra. Os **genes** são moléculas grandes dentro das células de cada organismo que codificam todas as informações que determinam como certo organismo se parecerá, como viverá e se reproduzirá e como diferirá de todos os outros organismos. Os genes também são as unidades hereditárias básicas, passadas de geração para geração. A diversidade genética de microrganismos é importante porque permitiu a colonização, adaptação e desenvolvimento em ambientes que seriam letais para a maioria dos outros organismos. Essas capacidades, por sua vez, são importantes porque permitem aos microrganismos reciclar materiais de valor em um amplo – até mesmo extremo – espectro de ambientes geológicos.

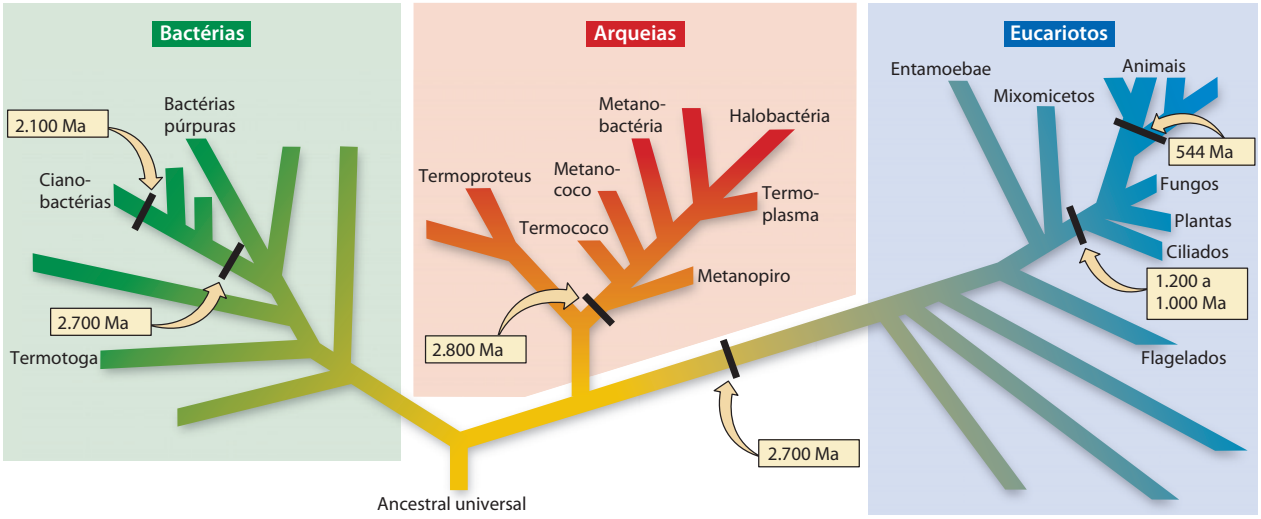



**FIGURA 11.5** ■ A árvore universal da vida mostra como todos os organismos estão relacionados entre si. Os organismos são subdivididos em três grandes domínios: as bactérias, as arqueias e os eucariotos. Todos esses domínios descendem de um ancestral universal comum. Nos três domínios há predominância de microrganismos. Observe que os animais aparecem na ponta do ramo dos eucariotos. (Ma, milhões de anos atrás.)

**A ÁRVORE UNIVERSAL DA VIDA** Os biólogos aprenderam a usar as informações genéticas contidas em organismos vivos para entender quais formas de vida estão mais intimamente relacionadas entre si. Esse conhecimento possibilitou organizar a hierarquia de ancestrais e descendentes em uma árvore universal da vida (**Figura 11.5**). Há aproximadamente 30 anos, foi feita uma descoberta surpreendente quando se construíram as primeiras árvores genealógicas para os microrganismos. Quando os genes para *todos os tipos de microrganismos* foram comparados, demonstrou-se que, apesar de seus tamanhos (minúsculos) e formas (hastes e elipses simples) semelhantes, havia diferenças enormes no conteúdo genético. Além disso, quando os genes de *todos os tipos de organismos*, inclusive de plantas e animais, foram comparados, constatou-se que as diferenças entre grupos de microrganismos eram muito maiores do que as diferenças entre plantas e animais, inclusive humanos.

**OS TRÊS DOMÍNIOS DA VIDA** A raiz única da árvore universal da vida mostrada na Figura 11.5 é chamada de *ancestral universal*. Esse ancestral universal deu origem a três grupos (ou domínios) principais de descendentes: as bactérias, as arqueias e os eucariotos[1]. As bactérias e as arqueias parecem ter evoluído primeiro; todos os seus descendentes permaneceram microrganismos unicelulares. Os eucariotos, considerados o ramo mais jovem da árvore, têm uma estrutura celular mais complexa, que inclui um núcleo celular contendo os genes. Essa estrutura possibilitou aos eucariotos evoluir de pequenos organismos unicelulares para organismos multicelulares maiores – um passo crucial na evolução de animais e plantas.

Microrganismos pré-cambrianos, como os que vivem hoje, eram minúsculos. Os traços de microrganismos individuais preservados em rochas são, portanto, chamados de **microfósseis**. É desnecessário dizer que tais características eram muito mais difíceis de encontrar do que os fósseis macroscópicos de conchas, ossos e galhos usados por geólogos para estudar a evolução de animais e plantas durante o Éon Fanerozoico (lembre que *Fanerozoico* significa "vida visível").

Para os geobiólogos, a árvore universal da vida é um mapa que revela como os microrganismos relacionam-se entre si e interagem com a Terra. Os nomes dos microrganismos, como *halobactérias*, *termococos* e *metanopiros*, sugerem que esses organismos podem viver em ambientes extremos que são muito salgados (*halo*, "halita"), quentes (*termo*) ou com alto teor de metano. Os microrganismos que vivem em ambientes extremos são quase exclusivamente as arqueias e as bactérias.

## Extremófilos: microrganismos que vivem no extremo

Os **extremófilos** são microrganismos que vivem em ambientes que matariam outros organismos (Quadro 11.3). O sufixo *filo* deriva da palavra latina *philus*, que significa "ter uma forte afinidade ou preferência por". Os extremófilos sobrevivem com todos os tipos de alimento, inclusive petróleo e lixos tóxicos. Alguns usam substâncias diferentes do oxigênio, como ácido nítrico, ácido sulfúrico, ferro, arsênico ou urânio, para a respiração.

Os *acidófilos* são microrganismos que sobrevivem em ambientes ácidos. Eles podem tolerar níveis de pH baixos o bastante para matar outros organismos. Esses microrganismos vivem nutrindo-se de sulfeto! Eles conseguem sobreviver nesses hábitats ácidos porque de-

**QUADRO 11.3** Características dos extremófilos

| Tipo | Tolerância | Ambiente | Exemplo |
|---|---|---|---|
| Halófilo | Alta salinidade | Lagos de desertos<br>Evaporitos marinhos | Grande Lago Salgado, Utah, EUA |
| Acidófilo | Alta acidez | Drenagem de minas<br>Água próxima a vulcões | Rio Tinto, Espanha |
| Termófilo | Alta temperatura | Fontes quentes<br>Fontes dorsais mesoceânicas | Parque Nacional de Yellowstone |
| Anaeróbio | Sem oxigênio | Poros de sedimentos úmidos<br>Água subterrânea<br>Tapetes microbianos<br>Fontes dorsais mesoceânicas | Sedimentos da Baía de Cape Cod |

senvolveram uma forma de bombear para fora o ácido que se acumula em suas células. Tais hábitats extremamente ácidos ocorrem naturalmente (ver Jornal da Terra 11.1, página 294), mas são mais comumente associados à mineração.

Os *termófilos* são microrganismos que vivem e crescem em ambientes extremamente quentes. Eles crescem melhor em temperaturas entre 50°C e 70°C e podem tolerar temperaturas de até 120°C. Porém, não se desenvolvem se a temperatura cair abaixo de 20°C. Os termófilos vivem em hábitats geotérmicos, como fontes quentes e hidrotermais em dorsais mesoceânicas, e em ambientes que criam seu próprio calor, como pilhas de composto e aterros sanitários. Os microrganismos que revestem o fundo de Grand Prismatic Hot Spring (ver a foto de abertura do capítulo) são dominados por termófilos. Dos três domínios da vida, os eucariotos (que incluem os humanos) são geralmente os menos tolerantes a altas temperaturas (60°C parece ser o limite máximo). As bactérias são mais tolerantes (com limite máximo próximo a 90°C), e as arqueias têm a maior tolerância, podendo suportar temperaturas de até 120°C. Os microrganismos que podem aguentar temperaturas acima de 80°C são chamados de *hipertermófilos*.

Os *halófilos* são microrganismos que vivem e se desenvolvem em ambientes altamente salinos. Eles podem tolerar concentrações salgadas até dez vezes maior do que a água oceânica normal. Os halófilos vivem em lagos desérticos, como o Grande Lago Salgado e o Mar Morto (ver Capítulo 19), e em algumas partes do oceano, como o extremo sul da Baía de São Francisco, onde a água marinha é comercialmente evaporada para extração de sal (**Figura 11.6**). Esses microrganismos podem controlar a concentração salina dentro de suas células pela expulsão do sal extra das células para o ambiente.

Os *anaeróbios* são microrganismos que vivem em ambientes completamente destituídos de oxigênio. No fundo da maioria dos lagos, correntes e oceanos, os fluidos nos poros de sedimentos apenas alguns milímetros ou centímetros abaixo da interface entre sedimentos e água são

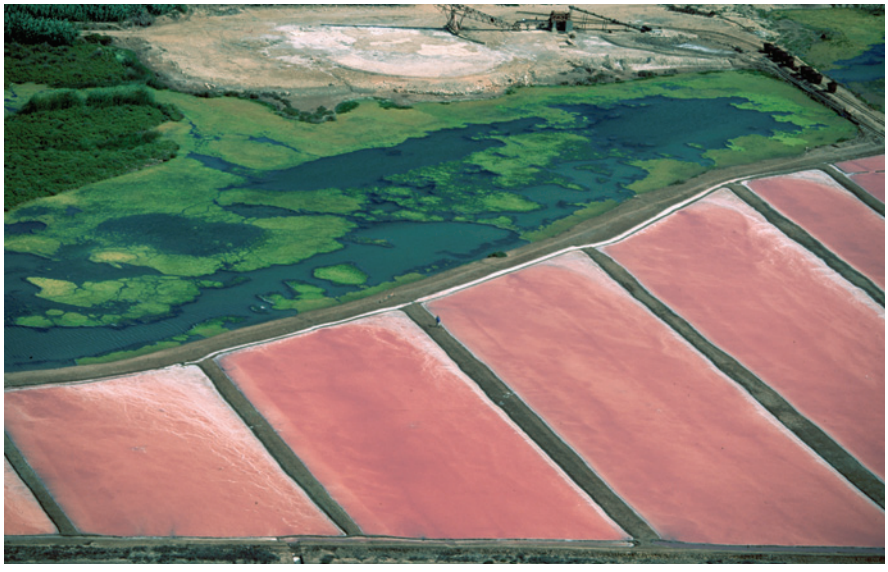


**FIGURA 11.6** ■ Os humanos represaram partes do oceano para criar lagos onde a água marinha pode evaporar e precipitar halita para sal de cozinha e outros usos. As bactérias halofílicas que se desenvolvem nesses ambientes hipersalinos produzem um pigmento característico que dá aos lagos uma coloração rosa. [Yann Arthus-Bertrand/CORBIS]

# Jornal da Terra

## 11.1 Sulfetos minerais reagem para formar águas ácidas na Terra e em Marte

Muitos depósitos minerais economicamente significativos são associados com altas concentrações de sulfetos minerais. Quando a água entra em contato com sulfetos minerais, o sulfeto contido nela reage com o oxigênio para formar ácido sulfúrico. Dessa forma, no decorrer e após a mineração, a água da chuva e a água subterrânea podem interagir com esses minerais para produzir águas de superfície e subterrânea altamente ácidas. Infelizmente, essas águas ácidas são letais para a maioria dos organismos. À medida que se propagam pelo ambiente, pode ocorrer uma extensa devastação. Em alguns casos, os únicos organismos que sobrevivem são extremófilos acidofílicos.

Em alguns lugares da Terra, onde os sulfetos minerais ocorrem em concentrações altas o suficiente, as águas ácidas são produzidas naturalmente. Um desses lugares é o rio Tinto, na Espanha. Nesse rio, os geólogos conseguiram estudar um sistema em que um depósito de minério de ocorrência natural, de quase 400 milhões de anos, interage com a água subterrânea que flui através dele por circulação hidrotermal. Com a ajuda de microrganismos acidofílicos que dissolvem minerais, os sulfetos minerais no depósito de minério, como a pirita ($FeS_2$), reagem com o oxigênio na água subterrânea para produzir ácido sulfúrico, íons de sulfato ($SO_4^{2-}$) e íons de ferro ($Fe^{3+}$). A nascente quente que flui para fora do depósito na forma de rio é extremamente ácida. A pele humana seria dissolvida se alguém nadasse naquela água.

O rio é vermelho (*tinto* em espanhol) por causa dos íons dissolvidos de $Fe^{3+}$. Os íons de $Fe^{3+}$ combinam-se com o oxigênio para produzir os minerais de óxido de ferro goethita e hematita, que podem ter coloração avermelhada ou amarronzada. Além disso, minerais sulfáticos incomuns de ferro, como a jarosita (de cor marrom-amarelada), formam-se com abundância no rio Tinto. Quando os geólogos encontram esse mineral na Terra, sabem que a água do qual precipitou deve ter sido extremamente ácida.

O que é contexto geológico raro – e prejudicial ao ambiente – na Terra pode já ter sido predominante em Marte. Como vimos no Capítulo 9, explorações recentes de Marte revelaram minerais sulfáticos abundantes similares aos encontrados no rio Tinto, inclusive jarosita. O entendimento de como esse mineral incomum formou-se na Terra possibilita aos geólogos fazer inferências sobre os ambientes passados de Marte. Nesse caso, a presença de jarosita indica que as águas em Marte eram bastante ácidas, talvez devido à interação da água subterrânea com as rochas ígneas compostas de basalto e com quantidades traço de sulfeto.

Esse cenário tem implicações sobre como pensamos na possibilidade de vida – passada ou presente – em outros planetas. Ambientes como o rio Tinto na Terra mostram que os microrganismos aprenderam a adaptar-se a condições altamente ácidas e ajudam a motivar a busca de vida antiga em Marte. No entanto, alguns cientistas acreditam que, embora possa ter aprendido a se adaptar a condições tão adversas, a vida pode não ter conseguido se originar sob tais condições. Em qualquer caso, a busca de vida em outros planetas será fortemente guiada por nosso entendimento de rochas, minerais e ambientes extremos na Terra.

Microrganismos desenvolvem-se na água ácida do rio Tinto, na Espanha. [Cortesia de Andrew H. Knoll]

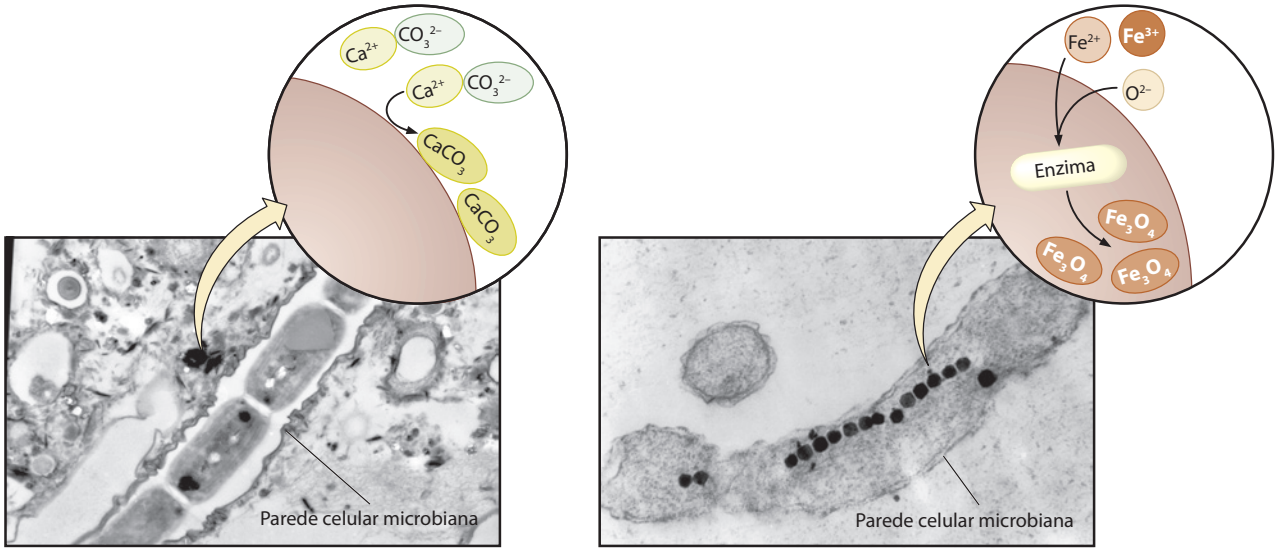
privados de oxigênio. Os microrganismos que vivem na interface entre sedimentos e água consomem todo o oxigênio durante a respiração, criando uma *zona anaeróbica* (sem oxigênio) abaixo deles no sedimento, onde apenas anaeróbios sobrevivem. A camada sedimentar superior, rica em oxigênio, é conhecida como *zona aeróbica*. Muitos microrganismos que vivem na zona aeróbica não conseguiriam sobreviver na zona anaeróbica, e vice-versa. O limite entre essas zonas é geralmente bastante claro, conforme mostrado na **Figura 11.7**.

## Interações entre microrganismos e minerais

Os microrganismos exercem uma função importante em muitos processos geológicos, inclusive na precipitação e dissolução mineral e no fluxo de elementos através da crosta terrestre em ciclos biogeoquímicos. Como aprenderemos mais adiante neste capítulo, eles também têm sido fatores cruciais na história evolutiva de organismos maiores e mais complexos.

**FIGURA 11.7** ■ Os microrganismos podem formar depósitos superpostos chamados de tapetes microbianos. A parte superior do tapete, que fica exposta ao Sol, contém microrganismos autotróficos fotossintéticos, conforme revelado pela cor verde. Mais abaixo no tapete, mas ainda na zona aeróbica, estão os autótrofos não fotossintéticos, como mostra a cor roxa. Em uma parte mais profunda do tapete, a cor fica cinza, revelando a zona anaeróbica onde os heterótrofos vivem. [John Grotzinger]

**PRECIPITAÇÃO MINERAL** Os microrganismos precipitam minerais de duas formas distintas: *indiretamente*, ao influenciar a composição da água circundante; e *diretamente* em suas células, como resultado do metabolismo. A precipitação indireta ocorre quando os minerais dissolvidos em uma solução supersaturada precipitam-se nas superfícies de microrganismos individuais. Isso acontece porque a superfície de um microrganismo tem locais que ligam elementos formadores de minerais dissolvidos. A precipitação mineral frequentemente leva à completa incrustação dos microrganismos, que são efetivamente enterrados vivos. A precipitação microbiana de minerais carbonáticos e sílica em fontes quentes são bons exemplos desse tipo de biomineralização microbiana (**Figura 11.8a**). Os termófilos podem ser completamente dominados pelos depósitos minerais que ajudam a precipitar.




(a) Precipitação indireta de carbonato de cálcio

(b) Precipitação direta de magnetita

**FIGURA 11.8** ■ Os microrganismos podem precipitar minerais indireta ou diretamente. (a) A precipitação de carbonato de cálcio nas superfícies de bactérias é um exemplo de precipitação indireta. (b) A produção intracelular de cristais de magnetita ($Fe_3O_4$) por algumas bactérias é um exemplo de precipitação direta. Alguns organismos usam esses cristais para encontrar uma direção pela percepção do campo magnético da Terra. [(a) Grant Ferris, University of Toronto; (b) Richard B. Frankel, Ph.D., Cal Poly Physics]

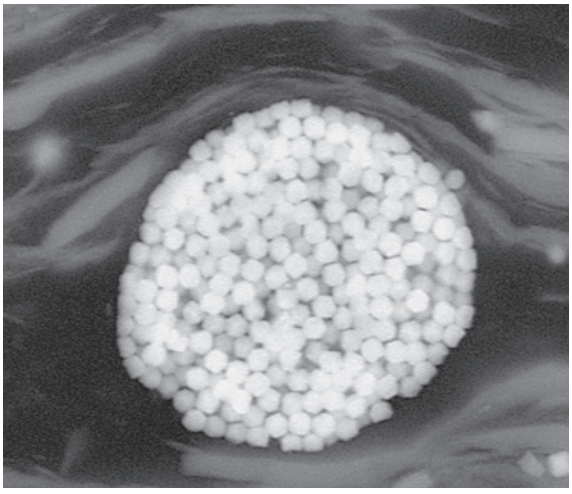


**FIGURA 11.9** ■ A pirita normalmente forma pequenos glóbulos nos fluidos de poros de sedimentos anaeróbicos. [Cortesia de Juergen Schieber]

Os minerais são diretamente precipitados pelas atividades metabólicas de alguns microrganismos. Por exemplo, a respiração microbiana causa a precipitação de pirita (**Figura 11.9**) na zona anaeróbica de sedimentos que contêm minerais com ferro e água, na qual o sulfato é dissolvido. Como aprendemos, todos os organismos – inclusive os microrganismos – precisam de oxigênio para a respiração. Porém, na zona anaeróbica, o $O_2$ não está disponível. Alguns decompositores microbianos adaptaram-se a esse ambiente adverso, mas bastante comum, evoluindo maneiras de obter oxigênio de outras fontes. Esses microrganismos podem remover o oxigênio contido no sulfato ($SO_4$), que é abundante na maioria dos fluidos de poros de sedimentos. No processo, eles criam gás sulfato de hidrogênio ($H_2S$), que produz o odor desagradável de ovos podres, liberado quando se cava em sedimentos arenosos ou lamacentos na maré baixa. No passo final do processo, o sulfato de hidrogênio reage com o ferro, que substitui o hidrogênio para formar pirita ($FeS_2$). A pirita é muito abundante em rochas sedimentares que contenham matéria orgânica, como folhelhos. Outro exemplo de precipitação direta é a formação de partículas minúsculas de magnetita dentro de algumas bactérias (Figura 11.8b), que usam esses cristais para navegar por meio do sensoriamento do campo magnético da Terra.

**DISSOLUÇÃO MINERAL** Alguns elementos essenciais para o metabolismo microbiano, como o enxofre e o nitrogênio, estão prontamente disponíveis em águas naturais na forma dissolvida, mas outros, como o ferro e o fósforo, devem ser ativamente vasculhados em minerais pelos microrganismos. Todos os microrganismos precisam de ferro, mas as concentrações de ferro em águas próximas à superfície geralmente são tão baixas que os eles devem obtê-lo por meio da dissolução de minerais próximos. De forma semelhante, alguns microrganismos obtêm fósforo – necessário para a construção de moléculas biologicamente importantes – pela dissolução de minerais como a apatita (fosfato de cálcio). Alguns autótrofos não derivam sua energia da luz solar, mas das substâncias químicas produzidas quando os minerais são dissolvidos. Esses organismos são conhecidos como **quimioautótrofos** (ver Quadro 11.1). Por exemplo, o manganês ($Mn^{2+}$), o ferro ($Fe^{2+}$), o enxofre (S), o amônio ($NH_4^+$) e o hidrogênio ($H_2$) fornecem energia para microrganismos quando são liberados de minerais.

Os microrganismos dissolvem minerais produzindo moléculas orgânicas que reagem com esses minerais para liberar íons de superfícies minerais. As taxas de dissolução mineral são normalmente baixas, mas podem aumentar onde minerais que contêm elementos nutrientes são revestidos por biofilmes microbianos. Os acidófilos que dissolvem minerais sobrevivem em águas onde a dissolução mineral resulta em formação prolífica de ácido.

## Microrganismos e ciclos biogeoquímicos

A precipitação de pirita por microrganismos desempenha um importante papel no ciclo biogeoquímico global do enxofre (**Figura 11.10**). Como vimos, o ferro e o enxofre são precipitados na forma de pirita, que se acumula em abundância nos sedimentos. À medida que camadas de sedimentos são depositadas, a pirita é enterrada e encapsulada nas rochas sedimentares. Ela permanece enterrada até que as rochas retornem à superfície terrestre por soerguimento tectônico. Quando sofrem intemperismo, o ferro e o enxofre na pirita são dissolvidos na forma de íons na água ou são incorporados em novos minerais, que se acumulam em sedimentos, dando início ao ciclo biogeoquímico mais uma vez.

Em escala global, os microrganismos exercem funções em diversos outros ciclos biogeoquímicos. A precipitação microbiana de minerais fosfáticos contribui para o fluxo de fósforo nos sedimentos, sobretudo ao longo das costas oeste da América do Sul e da África, onde a água oceânica profunda rica em fósforo que sobe à superfície está disponível aos microrganismos que vivem na água mais rasa, como vimos no Capítulo 5. O intemperismo químico de rochas continentais é influenciado por microrganismos que podem aumentar a acidez de solos, levando a taxas mais rápidas de intemperismo. E, finalmente, como também vimos no Capítulo 5, a precipitação de minerais carbonáticos em ambientes marinhos é estimulada por processos microbianos. Este último exemplo é especialmente importante, porque os minerais carbonáticos servem como uma pia para o $CO_2$ atmosférico e para cátions como $Ca^{2+}$ e $Mg^{2+}$ liberados durante o intemperismo de minerais silicatados.

**TAPETES MICROBIANOS** Os **tapetes microbianos** são comunidades microbianas em lâminas. É mais provável ver os que estão expostos ao Sol (ver Figura 11.7). Eles geralmente ocorrem em planícies de maré, lagoas hipersalinas e fontes quentes. No topo, usualmente encontra-se uma lâmina de cianobactérias que produzem oxigênio e

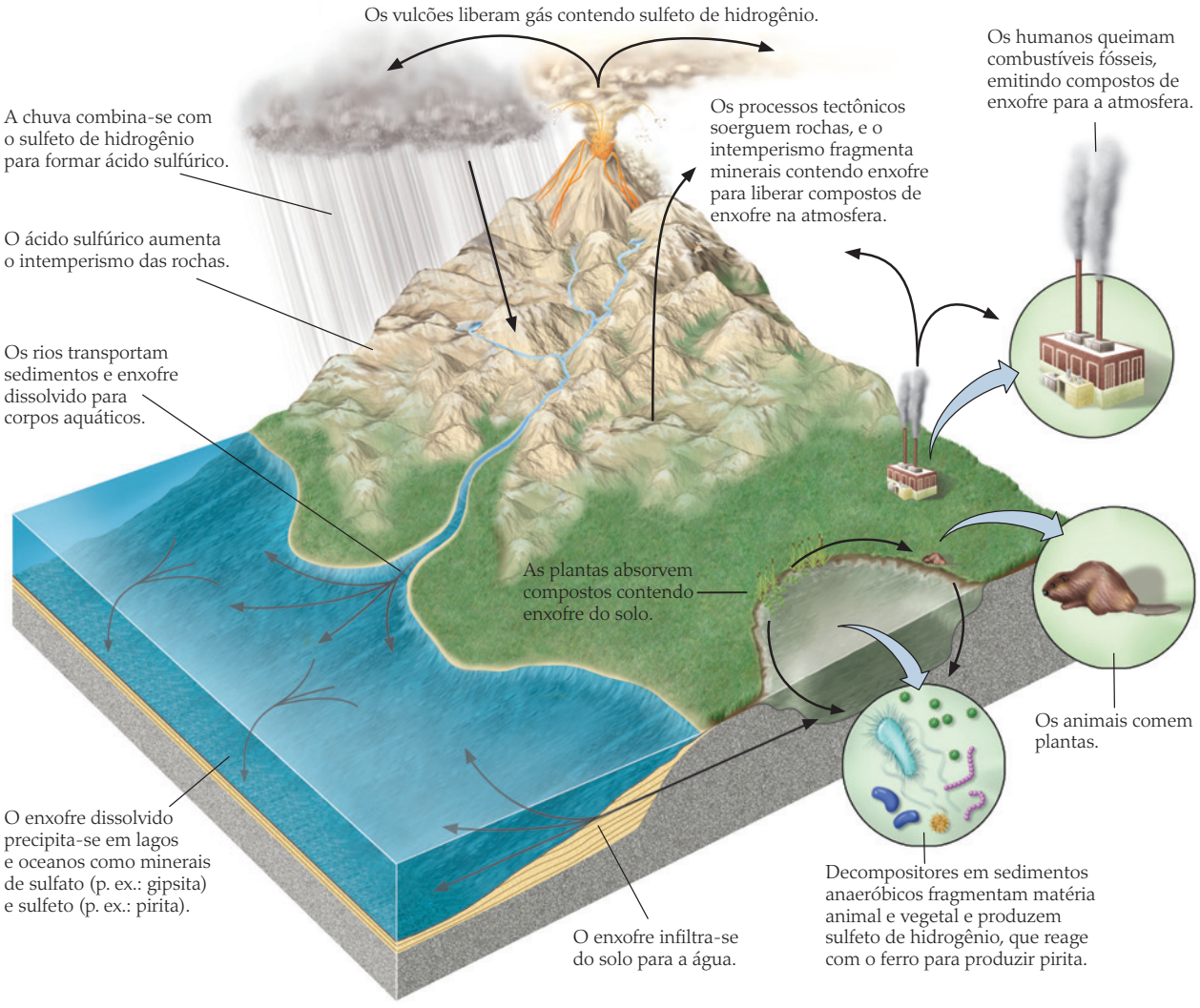



**FIGURA 11.10** ■ A precipitação de pirita por microrganismos é um componente-chave do ciclo do enxofre.

usam energia da luz solar para a fotossíntese. Essa lâmina mais no topo é verde porque as cianobactérias contêm o mesmo pigmento que absorve luz das plantas e das algas. Essa lâmina pode ter espessura de até 1 mm, mas pode ser tão eficiente na produção de energia a partir do Sol quanto uma floresta de madeira de lei ou uma savana. Essa lâmina verde mais alta define a zona aeróbica do tapete. A zona anaeróbica ocorre abaixo da lâmina cianobacteriana e geralmente tem coloração cinza-escura. Embora essa parte do tapete não contenha oxigênio, ainda pode ser muito ativa. Os heterótrofos anaeróbicos nessa lâmina derivam seu alimento da matéria orgânica produzida pelas cianobactérias. Sua respiração resulta, com frequência, na precipitação da pirita, conforme descrito anteriormente neste capítulo.

Os tapetes microbianos são modelos em miniatura dos mesmos ciclos biogeoquímicos que ocorrem em escala regional ou mesmo global. Em um tapete microbiano, os autótrofos fotossintéticos usam a energia da luz solar para converter carbono no $CO_2$ atmosférico em carbono em moléculas maiores, como carboidratos. Após a morte dos fotoautótrofos, os heterótrofos usam o carbono nos corpos deles como fonte de energia. No processo, os heterótrofos convertem parte desse carbono em $CO_2$, que retorna à atmosfera, onde pode ser usado pela próxima geração de fotoautótrofos, e assim por diante. No caso dos microrganismos, esse ciclo é confinado à pequeníssima escala de uma camada de sedimento, mas é diretamente análogo ao processo pelo qual as florestas tropicais – em escala global – extraem $CO_2$ da atmosfera durante a fotossíntese. Embora as árvores individuais façam o trabalho real, pode-se pensar na floresta tropical como uma máquina gigante de fotossíntese que remove quantidades enormes de $CO_2$ da atmosfera e produz volumes altíssimos de carboidratos. Quando as árvores morrem, sua matéria orgânica é utilizada por heterótrofos no solo da floresta para produzir energia. Esse processo retorna volumes enormes de carbono – na conhecida forma de $CO_2$ – para a atmosfera.

**ESTROMATÓLITOS** Hoje, os tapetes microbianos estão restritos a lugares na Terra onde plantas e animais não podem interferir em seu crescimento. No entanto, antes da evolução de plantas e animais, os tapetes microbianos eram predominantes, sendo uma das feições mais comuns preservadas em rochas sedimentares pré-cambrianas formadas em ambientes aquáticos. Acredita-se que os **estromatólitos** – rochas com lâminas delgadas distintivas – tenham se formado a partir de antigos tapetes microbianos. Os estromatólitos têm forma variada: de folhas planas a estruturas em forma de domo com complexos padrões de ramificação (**Figura 11.11**). Eles são um dos tipos mais antigos de fósseis na Terra e nos dão um vislumbre de um mundo dominado por microrganismos.

A maioria dos estromatólitos provavelmente formou-se quando sedimentos trazidos pela chuva sobre tapetes microbianos eram aprisionados e ligados por microrganismos que viviam nas superfícies dos tapetes (Figura 11.11d). Depois de cobertos por sedimentos, os microrganismos cresciam para cima entre as partículas sedimentares e espalhavam-se lateralmente, ligando as partículas. Cada lâmina de estromatólito corresponde à deposição de um nível sedimentar superposto por um nível de microrganismos que aprisionou e ligou as partículas sotopostas. As comunidades microbianas podem ser observadas construindo essas estruturas hoje em dia em ambientes entremaré, como Shark Bay, no oeste da Austrália (Figura 11.11a).

Porém, em outros casos, os estromatólitos formam-se por precipitação mineral, em vez de por aprisionamento e ligação de sedimentos por microrganismos. Essa precipitação mineral pode ser indiretamente controlada por microrganismos ou pode simplesmente ser o resultado de supersaturação da água circundante. Como vimos no Capítulo 5, o oceano contém cálcio e carbonato em abundância, que reagem para formar os minerais calcita e aragonita. Esses minerais são importantes para o crescimento de estromatólitos formados por precipitação mineral.

A função potencial de microrganismos na formação de estromatólitos é importante para compreender porque

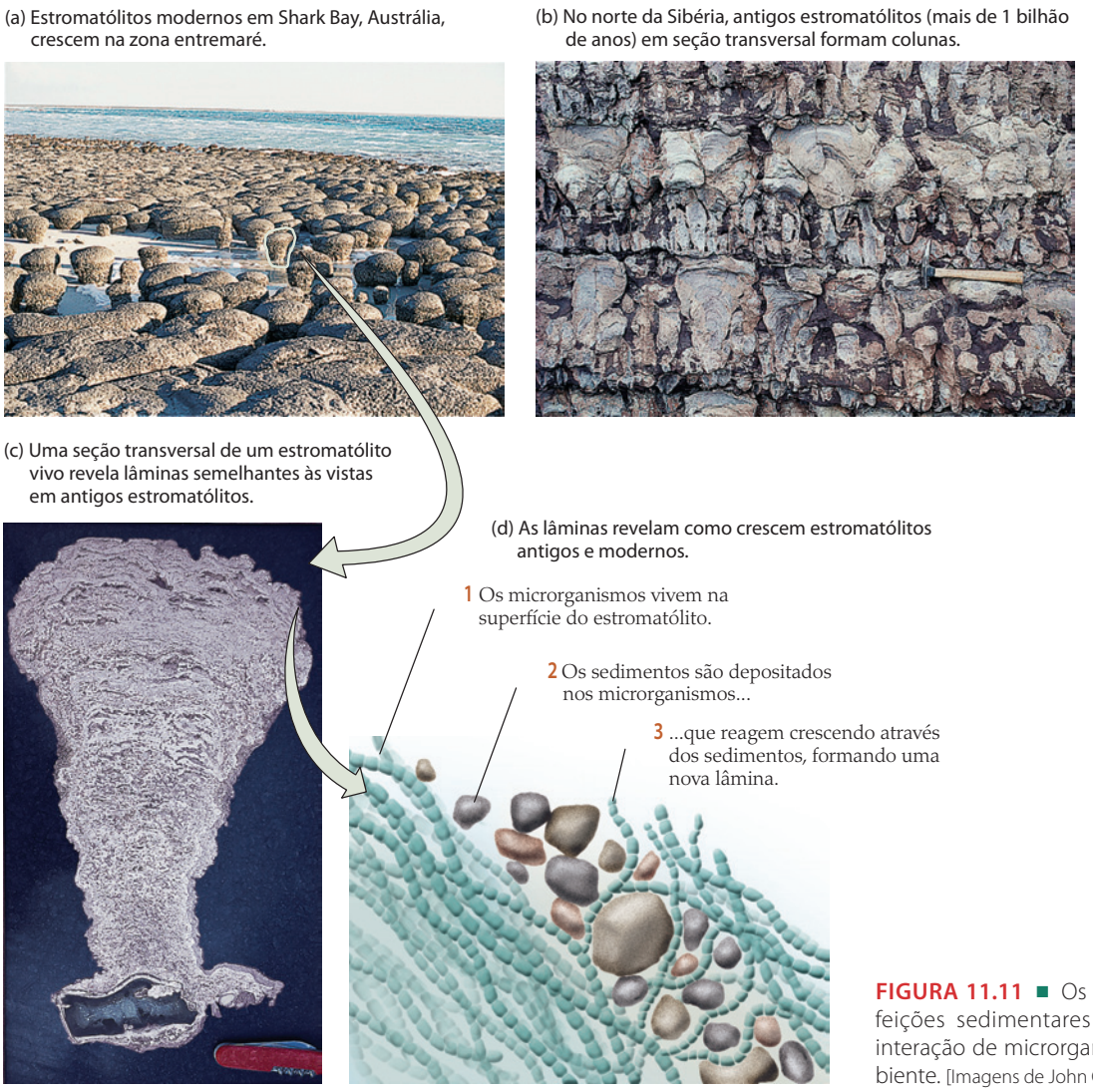



**FIGURA 11.11** ■ Os estromatólitos são feições sedimentares que resultam da interação de microrganismos com o ambiente. [Imagens de John Grotzinger]

essas estruturas em camadas e com forma de domo têm sido usadas como evidência de vida na Terra primordial. Mas se os estromatólitos podem ser construídos por precipitação mineral não microbiana, seu uso como evidência de vida antiga é incerto. Apenas pelo estudo cuidadoso dos processos pelos quais os microrganismos interagem com minerais e sedimentos e das digitais químicas e texturais dessas interações conseguiremos determinar se a formação de estromatólitos nos primórdios da Terra exigiu a presença de microrganismos.

## Eventos geobiológicos na história da Terra

A escala do tempo geológico divide o tempo com base nas idas e vindas de assembleias de fósseis (ver Capítulo 8). Esses padrões biológicos oferecem uma régua conveniente para subdividir a história da Terra, mas quase sempre eram associados a mudanças ambientais globais. Em muitos dos principais limites da escala do tempo geológico, a Terra sofreu um evento único que causou mudanças drásticas nas condições de vida. Algumas dessas mudanças foram desencadeadas pelos próprios organismos, outras por eventos geológicos e ainda outras por forças de fora do sistema Terra.

Agora estudaremos alguns desses eventos drásticos na história terrestre – eventos nos quais a ligação entre a vida e o ambiente físico é claramente visível. A **Figura 11.12** mostra a grande antiguidade da vida na Terra e o tempo de diversos desses principais eventos.

## Origem da vida e os fósseis mais antigos

Quando a Terra se formou, em torno de 4,5 bilhões de anos atrás, não tinha vida e era inóspita. Um bilhão de anos depois, proliferavam microrganismos. Como a vida começou? Junto com outros grandes enigmas, como a origem do universo, essa questão permanece um dos maiores mistérios da ciência.

A questão de *como* a vida pode ter se originado é muito diferente da questão de *por que* a vida se originou. A ciência oferece uma abordagem apenas para entender o "como" desse mistério porque, você deve se lembrar do Capítulo 1, ela usa observações e experimentos para criar hipóteses testáveis. Essas hipóteses podem explicar a série de passos envolvidos na origem e na evolução da vida e podem ser testadas por meio da busca de evidência no registro fóssil e geológico. Porém, observações e experimentos não oferecem uma abordagem testável à questão de por que a vida evoluiu.

O registro fóssil diz-nos que os microrganismos unicelulares eram as formas mais antigas de vida e que evoluíram para todos os organismos multicelulares que são encontrados nas partes mais jovens do registro geológico. O registro fóssil também mostra-nos que a maior parte da história da vida relaciona-se à evolução de microrganismos. Podemos encontrar microfósseis em rochas com 3,5 bilhões de anos, mas podemos identificar de maneira conclusiva fósseis de organismos multicelulares apenas em rochas com menos de 1 bilhão de anos. Portanto, parece que os microrganismos eram os únicos organismos na Terra por, pelo menos, 2,5 bilhões de anos!

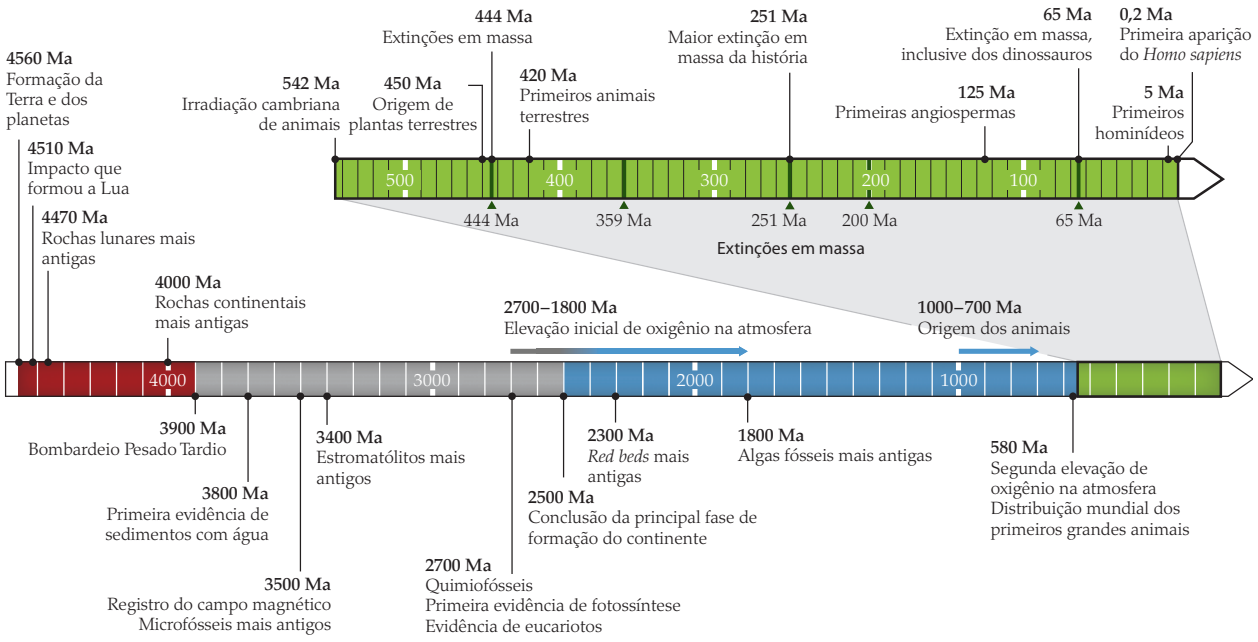



**FIGURA 11.12** ■ A escala do tempo geológico, mostrando os principais eventos na história da vida. (Ma, milhões de anos atrás.)

A teoria da evolução prevê que esses primeiros microrganismos – e toda a vida que veio depois deles – evoluíram a partir de um ancestral universal (ver Figura 11.5). Como era esse ancestral universal? Realmente não sabemos, mas a maioria dos geobiólogos concorda que deve ter tido diversas características importantes. A mais essencial delas seria a informação genética: instruções para crescimento e reprodução. Do contrário, não teria tido descendentes. O ancestral universal também deve ter sido constituído de compostos ricos em carbono. Como vimos, todas as substâncias orgânicas, inclusive os organismos, são compostos, principalmente, de carbono.

Como o ancestral universal surgiu? Uma abordagem para responder a essa questão seria buscar pistas nas rochas. No entanto, fósseis bem preservados são apenas encontrados em rochas sedimentares que não foram afetadas de modo significativo por metamorfismo ou deformação. Não há rochas sedimentares bem preservadas do tempo do início da evolução da vida, então os cientistas devem usar outras abordagens. Químicos de laboratório têm desempenhado um papel importante neste aspecto.

**SOPA PRE-BIÓTICA: O EXPERIMENTO ORIGINAL SOBRE A ORIGEM DA VIDA** Em experimentos laboratoriais que investigam a origem da vida, os cientistas tentaram recriar algumas das condições ambientais que, acredita-se, tenham existido na Terra antes do surgimento da vida. No início da década de 1950, Stanley Miller, um aluno de pós-graduação da Universidade de Chicago, conduziu o primeiro experimento projetado para explorar as reações químicas de criação de vida nos primórdios da Terra. Seu experimento era incrivelmente simples (**Figura 11.13**). Na parte inferior de um frasco, ele criou um "oceano" de água, que foi aquecido para gerar vapor d'água. O vapor d'água emitido do oceano era misturado com outros gases para produzir uma "atmosfera" contendo alguns dos compostos considerados mais abundantes na atmosfera inicial da Terra: metano ($CH_4$), amônia ($NH_3$), hidrogênio ($H_2$) e vapor d'água. O oxigênio – um gás importante na atmosfera terrestre atual – provavelmente estava ausente naquela época. No próximo passo, Miller expôs essa atmosfera a faíscas elétricas ("raios"), que fizeram com que os gases reagissem entre si e com a água no oceano.

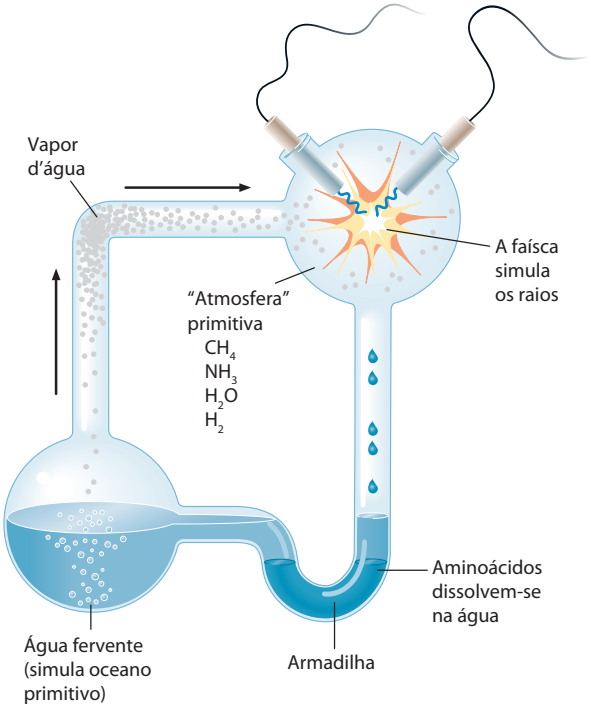


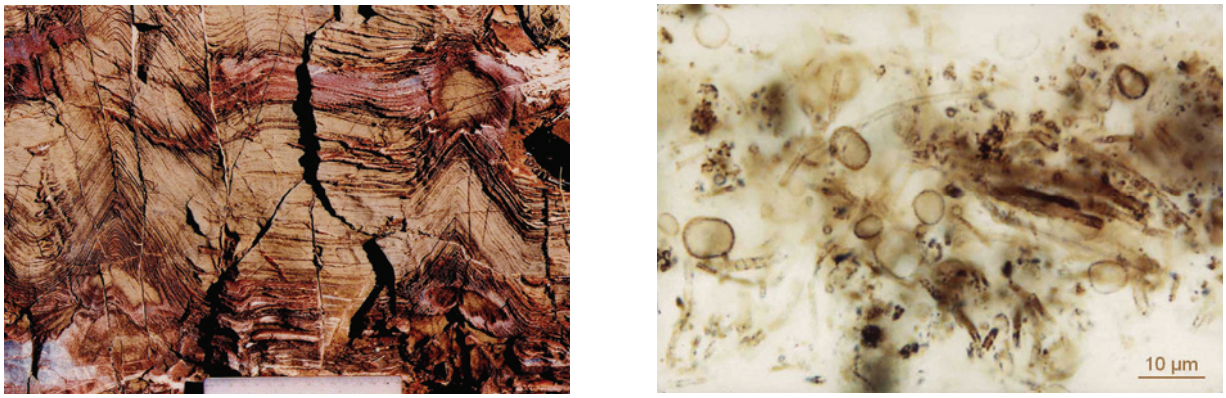

**FIGURA 11.13** ■ Stanley Miller utilizou esse projeto experimental simples para explorar a origem da vida. Neste aparato, amônia ($NH_3$), hidrogênio ($H_2$), vapor d'água ($H_2O$) e pequenas moléculas contendo carbono, como metano ($CH_4$) eram convertidos em aminoácidos – um componente central para os organismos vivos.

Os resultados foram impressionantes. O experimento gerou compostos chamados de *aminoácidos*, além de outros compostos contendo carbono. Os aminoácidos são os blocos de construção fundamentais das moléculas de proteínas, cruciais para a vida. Dessa forma, se você quiser construir um organismo, o primeiro passo seria a criação de aminoácidos. A descoberta de Miller foi instigante porque demonstrava que os aminoácidos podem ter sido abundantes no início da Terra. Isso levou à hipótese de que o oceano e a atmosfera da Terra formaram um tipo de "sopa pré-biótica" de aminoácidos, na qual a vida teve origem. Outros pesquisadores sugeriram que nosso ancestral universal continha material genético que possibilitava aos aminoácidos formar proteínas, com as quais contava para autoperpetuação.

A hipótese da "sopa pré-biótica" previa que os materiais planetários iniciais poderiam conter aminoácidos. Essa previsão foi confirmada anos mais tarde quando, em 1969, um meteorito atingiu a Terra próximo a Murchison, na Austrália. Quando os geólogos o analisaram, descobriram que o *meteorito de Murchison* continha vários (cerca de 20) aminoácidos que Miller havia criado no laboratório! Na verdade, ele tinha até quantidades relativas parecidas daqueles aminoácidos.

A mensagem de todas aquelas descobertas é a mesma: os aminoácidos poderiam ter se formado em um planeta sem oxigênio. Mas o oposto também é verdadeiro: onde o oxigênio está presente, os aminoácidos não se formam ou estão presentes somente em quantidades diminutas. Esse é um dos diversos motivos pelos quais os geocientistas pensam que a Terra inicial era um planeta sem oxigênio.

**OS FÓSSEIS MAIS ANTIGOS E A VIDA INICIAL** Quaisquer que tenham sido os processos pelos quais a vida se originou, os possíveis fósseis mais antigos na Terra sugerem que isso ocorreu há 3,5 bilhões de anos. Os estromatólitos modelados como pequenos cones oferecem algumas das melhores evidências disponíveis para a vida nessa época (**Figura 11.14a**). Os estromatólitos são comuns em crátons continentais e foram identificados em rochas sedimentares do início do Éon Arqueano. Além disso, as taxas de isótopos de carbono encontradas em algumas rochas do início do Arqueano mostram valores que poderiam ter sido produzidos apenas por processos biológicos (ver Ge-




(a) (b)

**FIGURA 11.14** ■ (a) Estromatólitos do Arqueano inicial (3,4 bilhões de anos atrás) na formação Warrawoona, no oeste da Austrália. As formas cônicas sugerem que os tapetes microbianos que formaram essas rochas cresciam na direção da luz solar. (b) Microfósseis abundantes são bem preservados na formação de Gunflint de 2,1 bilhões de anos do sul de Ontário, Canadá. [Imagens cortesia de H. J. Hofmann]

ologia na Prática, página 303). Os fósseis mais antigos que preservam possíveis evidências morfológicas para a vida são minúsculos fios com tamanho e aparência semelhantes aos microrganismos modernos, encerrados em sílex. Essas feições foram encontradas em formações no oeste da Austrália e podem ter até 3,5 bilhões de anos, embora sua interpretação como microfósseis permaneça polêmica. Microfósseis mais novos e mais bem preservados ocorrem na formação Figueira, da África do Sul, de 3,2 bilhões de anos, e na formação Gunflint, do sul do Canadá, de 2,1 bilhões de anos (Figura 11.14b). Os fósseis de Gunflint, descobertos em 1954, foram os primeiros já descobertos em rochas pré-cambrianas, desencadeando uma onda de pesquisas que continua até o momento. Nos últimos 50 anos, vimos, em muitas localidades novas, o quão antiga a vida na Terra é e como ela pode ser bem preservada sob as circunstâncias geológicas corretas.

A maioria dos geobiólogos concorda que havia vida na Terra há bilhões de anos, mas estão incertos sobre como aqueles organismos iniciais funcionavam ou obtinham energia e nutrientes. Alguns cientistas argumentam que os organismos mais antigos na árvore universal da vida eram quimioautotróficos, obtendo energia diretamente de substâncias químicas no ambiente. Além disso, esses organismos mais antigos podem ter sido hipertermofílicos. Essa possibilidade sugere que a vida pode ter se originado em água muito quente, como a de fontes quentes ou hidrotermais em dorsais mesoceânicas, onde a luz solar estava indisponível como fonte de energia, mas as substâncias químicas eram abundantes (**Figura 11.15**).

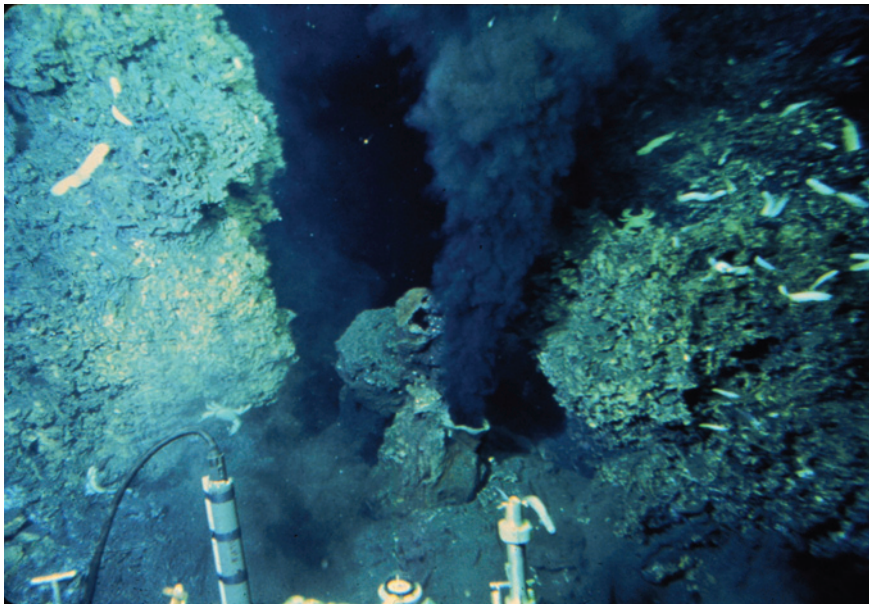


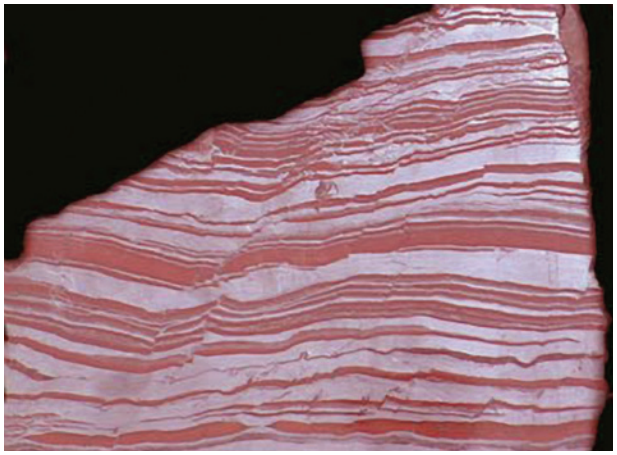
**FIGURA 11.15** ■ A água quente liberada de fontes hidrotermais ao longo de dorsais mesoceânicas (visível aqui como uma pluma do que parece fumaça negra) está repleta de nutrientes minerais, dos quais os microrganismos quimioautotróficos obtêm energia. É possível que a vida tenha se originado em tais ambientes. [Dudley B. Foster, Woods Hole Oceanographic Institution]

**QUIMIOFÓSSEIS E EUCARIOTOS** Apenas a forma e o tamanho não são suficientes para deduzir a função dos microrganismos, por isso os microfósseis são, em última análise, limitados nas informações que podem fornecer. Informações adicionais podem ser obtidas de **quimiofósseis**, os remanescentes químicos dos compostos orgânicos feitos por microrganismos antigos enquanto estavam vivos. Quando um organismo morre, a maioria dos compostos orgânicos em seu corpo são rapidamente decompostos em moléculas muito menores, geralmente por heterótrofos. Algumas dessas moléculas, porém, são bastante estáveis e resistem à reciclagem. O *colestano*, por exemplo, é uma substância muito durável, composta apenas de eucariotos, que é muito semelhante ao composto bem conhecido do colesterol. Quimiofósseis de colestano foram identificados em rochas de 2,7 bilhões de anos no oeste da Austrália. A presença desses quimiofósseis diz-nos que os microrganismos unicelulares eucarióticos devem ter emergido naquela época. São os eucariotos que, por fim, evoluiriam em organismos multicelulares, inclusive os animais, mas somente muito mais tarde.

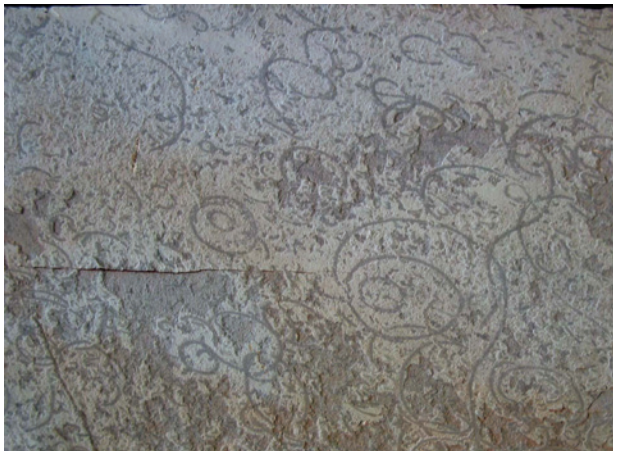
## Origem da atmosfera oxigenada da Terra

O aumento de oxigênio – a coisa que respiramos – é outro marco importante na história de interações entre a vida e seu ambiente. Como aprendemos no Capítulo 9, a atmosfera inicial da Terra continha pouco oxigênio. Nossa atmosfera atual rica em oxigênio foi produzida pela vida primordial por fotossíntese. O interessante é que as mesmas rochas australianas que preservam evidências quimiofósseis de eucariotos também preservam as mesmas evidências de cianobactérias. Devido a essas evidências, os geólogos acreditam que a fotossíntese tornou-se um importante processo metabólico há 2,7 bilhões de anos. Assim, um grupo de organismos (cianobactérias) alterou de forma permanente o ambiente da Terra pela alteração da composição de sua atmosfera, enquanto outro grupo de organismos (eucariotos) foi influenciado por essa mudança para evoluir em novas direções.

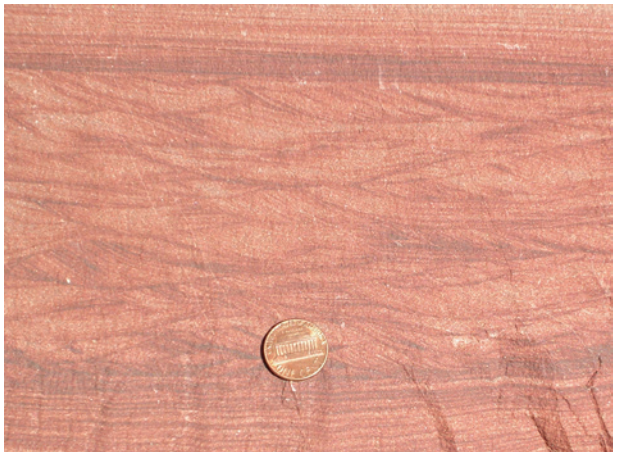
A oxigenação da atmosfera terrestre provavelmente ocorreu em dois passos principais, separados por mais de um bilhão de anos. O primeiro grande aumento de oxigênio começou com a evolução das cianobactérias. O oxigênio produzido por elas reagiu com o ferro dissolvido na água do mar, fazendo com que minerais óxidos, como a magnetita e a hematita, e minerais ricos em sílica, como silicatos de sílex e de ferro, precipitassem e afundassem para o assoalho oceânico. Esses minerais acumularam-se em lâminas delgadas e alternadas de sedimentos chamadas de **formações de ferro bandado** (Figura 11.16a). O ferro é solúvel em água quando concentrações de oxigênio são baixas, como teria sido o caso na Terra antes da evolução das cianobactérias. Porém, quando as concentrações de oxigênio são altas, o ferro reage com o oxigênio para formar compostos altamente insolúveis. Portanto, o oxigênio produzido por cianobactérias teria, imediata-



(a)



(b)



(c)

**FIGURA 11.16** ■ Rochas sedimentares incomuns e eucariotos novos e maiores marcam o aumento das concentrações de oxigênio na atmosfera entre 2,7 e 2,1 bilhões de anos atrás. (a) Uma formação de ferro bandado. (b) Esses fósseis de *Grypania*, um tipo de alga eucariótica, são visíveis a olho nu. (c) *Red beds* são compostas de arenitos e folhelhos, cimentadas por minerais de óxido de ferro. [(a) Pan Terra; (b) cortesia de H. J. Hofmann; (c) John Grotzinger]

mente, feito com que o ferro precipitasse da água do mar e afundasse para o assoalho oceânico. Esse processo teria continuado até que a maioria do ferro dissolvido fosse consumido, possibilitando que o oxigênio se acumulasse no oceano e na atmosfera.

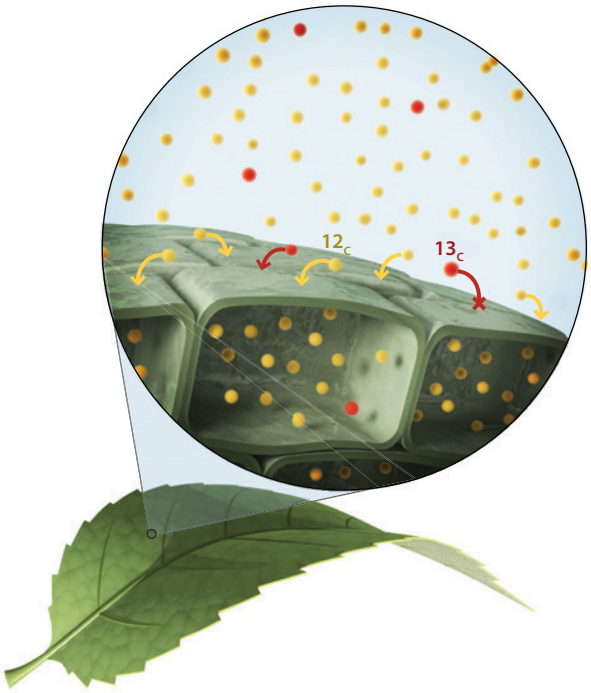
Concentrações atmosféricas de oxigênio começaram a se desenvolver há aproximadamente 2,4 bilhões de anos e atingiram um patamar inicial em torno de 2,1 a 1,8 bilhões de anos atrás, quando os primeiros fósseis eucarióticos, de um tipo de algas, entraram no registro geológico (Figura 11.16b). Acredita-se que o tamanho grande desses organismos – pelo menos dez vezes maior do que qualquer coisa que veio antes deles – seja consequência do aumento de oxigênio. Essa época também marca a primeira aparição de **camadas vermelhas** (*red beds*), depósitos incomuns de arenitos e folhelhos unidos por cimento de óxido de ferro, que dá a eles sua cor avermelhada (Figura 11.16c). A presença de óxidos de ferro nesses depósitos indica que o oxigênio deve ter estado presente na atmosfera para precipitá-los.

Depois que as algas eucarióticas entraram em cena, não aconteceu muito por mais de um bilhão de anos. Então, há aproximadamente 580 milhões de anos, as concentrações atmosféricas de oxigênio subiram drasticamente, quase ao nível atual. O motivo para esse segundo aumento ainda não é entendido, embora possa estar relacionado a um aumento do soterramento de carbono orgânico por sedimentação. Em um processo de certa forma semelhante ao que produz formações de ferro bandado, o oxigênio reage com a matéria orgânica, geralmente com a ajuda de microrganismos. Desta forma, contanto que exista matéria orgânica por perto, o oxigênio será consumido. Porém, se for removida do sistema por soterramento em sedimentos, a matéria orgânica não pode reagir com o oxigênio disponível. Assim, o segundo passo no aumento do oxigênio atmosférico pode ter sido relacionado a uma elevação na produção de sedimentos. Tal aumento pode ter ocorrido quando as montanhas foram soerguidas – e, a seguir, erodidas – durante eventos tectônicos globais, como a amalgamação de supercontinentes. Em todo caso, as consequências foram drásticas: surgiram os primeiros grandes animais multicelulares, e todos os grupos modernos de animais evoluíram logo a seguir, anunciando o Éon Fanerozoico com seus organismos maravilhosamente complexos e diversos.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Como os geobiólogos encontram evidências de vida primitiva em rochas?

Talvez a questão mais importante que um geobiólogo possa fazer é: "Que evidências de vida estão preservadas nas rochas?". Se fósseis de conchas e esqueletos animais estão presentes em rochas, então essa pergunta pode ser facilmente respondida. No entanto, em muitos casos, os processos geológicos que transformam sedimentos em rochas sedimentares destroem os materiais que poderiam ter se tornado fósseis. Além disso, a maioria dos organismos não tem conchas ou esqueletos rígidos para que sejam facilmente preservados, então não esperaríamos que se tornassem fósseis. E na Terra primordial, antes do advento de animais com conchas e esqueletos rígidos, a maioria dos organismos era de tamanho microscópico. Dito de forma simples, como a presença antiga de vida na Terra pode ser detectada em situações em que os fósseis não são preservados?




As plantas absorvem dióxido de carbono durante a fotossíntese. Como elas absorvem moléculas de $CO_2$ contendo $C^{12}$ com mais facilidade do que as que contêm $C^{13}$, as plantas ficam enriquecidas em $C^{12}$ em relação ao ambiente.

Uma abordagem que os geobiólogos aplicam com frequência é a utilização de assinaturas químicas de vida ancestral. O carbono oferece o exemplo mais óbvio de um elemento que pode ter sido concentrado por processos biológicos. Porém, nem todas as concentrações de carbono têm origem biológica, por isso devem-se realizar testes adicionais.

Um desses testes pergunta se o carbono presente nos materiais tem composição *isotópica* singular. Lembre-se do Capítulo 3, em que vimos que os isótopos são átomos do mesmo elemento com diferentes números de nêutrons. Muitos elementos de baixo peso atômico têm dois ou mais isótopos (não radioativos). Um átomo de carbono tem seis prótons, mas muitos têm seis, sete ou oito nêutrons, o que resulta em massas atômicas de 12, 13 ou 14, respectivamente. O carbono-12 é, de longe, o isótopo mais comum, então amostras de carbono de rochas antigas ou de sedimentos modernos produzirão predominantemente carbono-12.

Felizmente, processos metabólicos, como a fotossíntese, utilizam o carbono-12 e o carbono-13 de modo distinto. A diferença de massa atômica entre o carbono-12 (geralmente denotado $C^{12}$) e o carbono-13 ($C^{13}$) resulta em diferenças na sua absorção por organismos. Organismos fotossintéticos, por exemplo, usam dióxido de carbono e água para formar carboidratos. Eles utilizam moléculas de dióxido de carbono que contêm $C^{12}$, tendo preferência sobre as que contenham $C^{13}$. Por consequência, os organismos fotossintéticos ficam enriquecidos em $C^{12}$ em relação ao ambiente do qual obtêm dióxido de carbono.

Podemos, portanto, usar isótopos de carbono como ferramenta para detectar vida antiga por meio da medição de quantidades de $C^{12}$ e $C^{13}$ presentes em rochas sedimentares. Se os sedimentos são formados na presença de matéria orgânica que está enriquecida em $C^{12}$ (ou qualquer outro isótopo), esse enriquecimento pode ser passado adiante para os sedimentos e depois para a rocha resultante. Dessa forma, um folhelho que pode ter bilhões de anos é capaz de preservar uma "assinatura" da vida registrada por sua composição de isótopo de carbono.

Começamos com a medição das quantidades de $C^{12}$ e $C^{13}$ em uma amostra de rocha e com o cálculo da razão entre elas ($C^{12}/C^{13}$). A seguir, comparamos essa razão com a razão $C^{12}/C^{13}$ em um *padrão*. O padrão é um material (normalmente um mineral puro, como a calcita) cuja razão $C^{12}/C^{13}$ é conhecida com precisão e tem variação muito baixa. O padrão pode ser comparado diversas vezes com amostras de outras rochas e sedimentos contendo carbono, bem como com organismos vivos e outras substâncias naturais. Pela comparação de amostras de rocha e organismos com o padrão, podemos buscar semelhanças que relacionam amostras de rocha a determinados processos biológicos.

O quadro abaixo lista as razões de $C^{12}/C^{13}$ para um padrão, três amostras de rocha e duas substâncias naturais – material vegetal e gás metano:

| Padrão | Rocha A | Rocha B | Rocha C | Material vegetal | Gás metano |
|---|---|---|---|---|---|
| 1.000 | 995 | 1.020 | 1.050 | 1.025 | 1.060 |

A seguinte equação* permite-nos comparar esses dados:

$$R_{(\text{amostra})} = [C^{12}/C^{13} \text{ do padrão}] - [C^{12}/C^{13} \text{ da amostra}]$$

onde $R$ representa o valor da diferença entre as duas razões.

Para a maioria das rochas, o valor de $R$ será próximo a zero, mas poderia ser levemente positivo ou negativo. Por outro lado, se a fotossíntese estivesse envolvida na formação de matéria orgânica incorporada em uma rocha sedimentar – por exemplo, um folhelho – o valor de $R$ para uma amostra desse folhelho poderia ser negativo – próximo a $-20$. Alguns microrganismos quimioautotróficos que consomem gás metano produzem rochas carbonáticas com valor de $R$ extremamente negativo, na ordem de $-50$.

Utilizando os dados e a equação anterior, vamos tentar identificar qual de nossas amostras rochosas formou-se na presença de processos biológicos. Começamos com a rocha B:

$$\begin{aligned} R_{(\text{rocha B})} &= [C^{12}/C^{13} \text{ do padrão}] - [C^{12}/C^{13} \text{ da rocha B}] \\ &= 1.000 - 1.020 \\ &= -20 \end{aligned}$$

Este resultado mostra que a rocha B tem valor de $R$ substancialmente diferente de zero, sugerindo que antigos processos biológicos podem ter ocorrido quando a rocha se formou. Podemos confirmar que seu valor de $-20$ é um correspondente próximo para o valor de $R$ previsto para a fotossíntese pelo cálculo do valor de $R$ para o material vegetal:

$$\begin{aligned} R_{(\text{planta})} &= [C^{12}/C^{13} \text{ do padrão}] - [C^{12}/C^{13} \text{ do material vegetal}] \\ &= 1.000 - 1.025 \\ &= -25 \end{aligned}$$

O valor de $R$ para o material vegetal, em $-25$, está próximo o bastante do valor de $R$ para a rocha B, em $-20$, para que nossa hipótese de fotossíntese antiga seja fortalecida.

***PROBLEMA EXTRA:*** Tente calcular os valores de $R$ para as rochas A e C. Qual rocha não registra uma assinatura distintiva de processos biológicos? Existe uma rocha entre as amostras que possa ter se formado na presença de microrganismos que consomem metano? Em caso afirmativo, você pode verificar esse resultado?

## Irradiações evolutivas e extinções em massa

Na maioria dos casos, os limites entre eras e períodos no Éon Fanerozoico são marcados pelo fim, ou extinção, de um determinado grupo de organismos, seguido do aumento, ou *irradiação*, de um novo grupo. Quando grupos de organismos não conseguem mais se adaptar a mudanças de condições ambientais ou competir com grupos mais bem-sucedidos de organismos, eles tornam-se extintos. Um intervalo em que muitos grupos de organismos tornam-se extintos ao mesmo tempo é chamado de *extinção em massa* (**Figura 11.17**) (ver Capítulo 8). Em alguns casos, os limites da escala do tempo geológico

* Esta equação é uma simplificação da que normalmente é usada na prática. Ela despreza a notação "delta" padrão, que normaliza as abundâncias reais dos isótopos na amostra para aquelas do padrão.

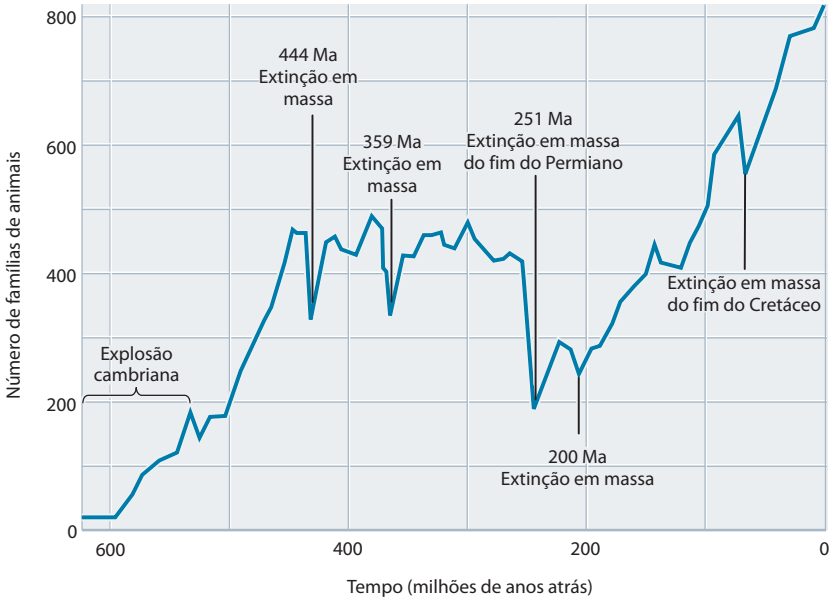



**FIGURA 11.17** ■ A diversidade de fósseis animais revela extinções em massa e irradiações. Este gráfico mostra o número de famílias de animais com conchas encontrado no registro fóssil durante os últimos 600 milhões de anos; cada família compreende muitas espécies. Durante uma irradiação, como a explosão cambriana, aumenta o número de novas famílias. Durante uma extinção em massa, como a do fim do Período Cretáceo, diminui o número de famílias. (Ma, milhões de anos atrás.)

são marcados por catástrofes ambientais de magnitude verdadeiramente global. As irradiações são estimuladas pela disponibilidade de novos hábitats, onde uma extinção em massa elimina grupos de organismos altamente competitivos e bem estabelecidos.

## Irradiação da vida: a explosão cambriana

Talvez o evento geobiológico mais notável da história da Terra, excetuando-se a origem da própria vida, tenha sido o aparecimento súbito de grandes animais com conchas e esqueletos no fim do Pré-Cambriano (**Figura 11.18**). Esse desenvolvimento rápido de novos tipos de organismos a partir de um ancestral comum – o que os biólogos chamam de **irradiação evolutiva** – teve um efeito tão extraordinário no registro fóssil que seu auge há 542 milhões de anos é usado para marcar o limite mais profundo da escala do tempo geológico: o início do Éon Fanerozoico. Esse limite também coincide com o começo da Era Paleozoica e do Período Cambriano (ver Capítulo 8 e Figura 11.12).

As irradiações evolutivas são rápidas por natureza; se não o fossem, não seriam percebidas no registro fóssil. Porém, a irradiação de animais durante o início do Cambriano, após quase 3 bilhões de anos de evolução muito lenta, foi tão rápida que é geralmente chamada de **explosão cambriana**, ou Big Bang da biologia. Cada importante grupo animal que existe na Terra hoje, bem como alguns outros que foram extintos, surgiu em menos de 10 milhões de anos. Todos os principais ramos (*filos*) da árvore da vida animal (**Figura 11.19**) originaram-se durante a explosão cambriana. Porém, note que, por mais impressionante que possa parecer, essa árvore de animais é um ramo único e curto da árvore universal da vida (ver Figura 11.5).

Os geobiólogos suscitaram duas grandes questões sobre a explosão cambriana. Primeiro, o que permitiu que esses animais desenvolvessem formas corporais tão complexas de maneira tão rápida, tornando-se, assim, tão diversos? A mudança sistemática em organismos por muitas gerações é denominada **evolução**. A evolução é motivada pela **seleção natural**, o processo pelo qual populações de organismos adaptam-se a mudanças no ambiente. A *teoria da evolução por seleção natural* afirma que, ao longo de muitas gerações, os indivíduos com os traços mais favoráveis têm maior probabilidade de sobreviverem e reproduzirem, passando esses traços para a prole. Se as condições ambientais mudarem ao longo do tempo, os traços que são favorecidos também se alteram. Esse processo pode, por fim, levar à emergência de novas espécies.

Uma hipótese para a causa da explosão cambriana é que os genes desses primeiros animais mudaram de alguma forma que os possibilitou superar algum tipo de barreira evolutiva. Estava armado o palco para o desenvolvimento de multicelularidade no final do Pré-Cambriano (**Figura 11.20**), que abriu novas possibilidades evolutivas. Também é possível que os animais ancestrais tivessem que atingir um determinado tamanho antes de poderem se diversificar. Alguns animais pré-cambrianos, como o embrião de animal fóssil mostrado na Figura 11.20, são tão pequenos que somente podem ser vistos com um microscópio. O desenvolvimento de conchas e esqueletos pode ter sido um gatilho importante para uma maior diversificação: assim que um grupo de animais tivesse evoluído partes rígidas, os outros também teriam, senão teriam sido eliminados por competição.

*Namacalathus* *Hallucigenia* Trilobitas

**FIGURA 11.18** ■ Fósseis que registram a explosão cambriana. Organismos pré-cambrianos, como o *Namacalathus* (*esquerda*), foram os primeiros organismos a usar calcita na criação de conchas. Esses organismos foram extintos no limite entre o Pré-Cambriano e o Cambriano. Sua extinção pavimentou o caminho para um estranho novo grupo de organismos, incluindo a *Hallucigenia* (*centro*) e os mais conhecidos trilobitas (*direita*), que formaram conchas fracas feitas de material orgânico semelhante a unhas. Em cada exemplo, os fósseis são mostrados acima e o organismo reconstruído na parte inferior. [*esquerda*, *topo*: John Grotzinger; *esquerda*, *embaixo*: W. A. Watters; *centro*, *topo*: National Museum of Natural History/Smithsonian Institution; *centro*, *embaixo*: Chase Studio/Photo Researchers; *direita*, *topo*: cortesia de Musée cantonal de géologie, Lausanne. Foto de Stéphane Ansermat; *direita*, *embaixo*: Chase Studio/Photo Researchers]

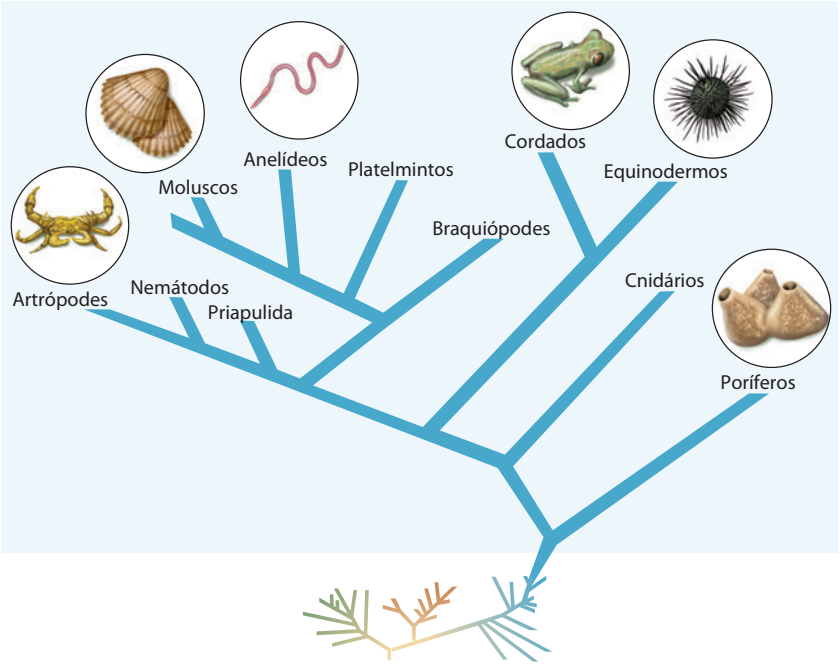



**FIGURA 11.19** ■ Cada grupo principal de animais atuais originou-se durante uma grande irradiação evolutiva no início do Cambriano, conhecida como explosão cambriana.

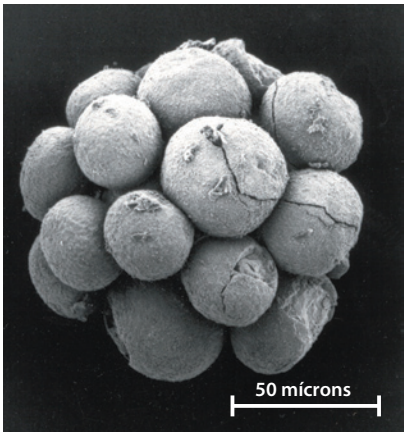



**FIGURA 11.20** ■ Um embrião de animal fossilizado da última parte do Pré-Cambriano. Tais fósseis demonstram que animais multicelulares evoluíram antes do Período Cambriano e são os ancestrais dos animais que evoluíram durante a explosão cambriana. [Cortesia de Shuhai Xiao, Virginia Tech]

O segundo enigma da explosão cambriana é por que esses animais diferenciaram-se *quando* o fizeram. Os geobiólogos ficaram intrigados com o momento certo da explosão cambriana por mais de 150 anos. Na época de Charles Darwin, não estava claro se a explosão cambriana representava a própria origem da vida. Mas o aparecimento súbito de fósseis animais complexos e diversos no registro geológico apresentou um desafio à teoria de Darwin de seleção natural. Sua teoria previa mudanças lentas na forma e na função de organismos; logo, previa que formas de vida menos complexas deveriam ter ocorrido antes dos primeiros animais, e não podia acomodar facilmente essas criaturas complexas que aparentemente não tinham ancestrais mais simples. Portanto, Darwin propôs a hipótese de que os ancestrais esperados devem estar ausentes do registro porque as rochas que contêm os fósseis cambrianos devem estar acima de uma discordância. Ele previu que as rochas da época da discordância proposta seriam, algum dia, descobertas, e que essas rochas conteriam os ancestrais "faltantes". Constatou-se que Darwin estava correto, mas foi somente nas últimas décadas que os geobiólogos descobriram os fósseis descritos anteriormente neste capítulo, provando que os animais, de fato, originaram-se antes da explosão cambriana.

Então parece claro que os animais cambrianos tiveram mesmo ancestrais, talvez escondidos entre grãos minúsculos de areia no fundo de mares rasos. Contudo, técnicas de datação isotópica mostram que esses animais minúsculos eram provavelmente menos de 100 milhões de anos mais antigos do que seus descendentes cambrianos. Outras técnicas de datação, baseadas em estudos dos genes de organismos modernos, sugerem que a origem de animais pode ter antecedido a explosão cambriana em várias centenas de milhões de anos. Mas mesmo essas estimativas dificilmente importam, comparadas com os bilhões de anos que se passaram antes da ocorrência da explosão cambriana.

A maioria dos geobiólogos concorda que, havendo a evolução dos animais, poderia ter havido irradiação a qualquer momento. Por que, então, houve irradiação há cerca de 542 milhões de anos, e não em algum outro momento? Talvez o tempo da explosão cambriana tenha sido motivado pelas mudanças ambientais drásticas que ocorreram próximo ao fim do Pré-Cambriano. Aos olhos humanos, a Terra naquela época pareceria um lugar muito estranho; cadeias longas de grandes montanhas estavam se formando à medida que os pedaços do gigante continente de Gondwana estavam sendo amalgamados, e o clima era caótico, alternando-se entre períodos frios, quando a Terra pode ter ficado inteiramente coberta de gelo, e períodos extremamente quentes, sem gelo (ver Capítulo 21). As concentrações de oxigênio nos oceanos e na atmosfera estavam aumentando conforme a erosão das montanhas soerguidas produzia sedimentos, que soterravam a matéria orgânica, cuja decomposição teria, do contrário, consumido esse oxigênio. Essa última mudança talvez tenha sido a mais importante. Sem oxigênio suficiente, os animais simplesmente não poderiam ficar maiores.

Qualquer que tenha sido a causa definitiva da explosão cambriana, uma questão ficou clara: as irradiações evolutivas são resultado da possibilidade genética, combinada com a oportunidade ambiental. A irradiação de organismos não é apenas o resultado de ter os genes corretos, nem de somente viver no ambiente correto. Os organismos devem tirar vantagem de ambos para evoluir.

## Cauda diabólica: a morte dos dinossauros

A extinção em massa que marca o limite entre o Cretáceo e o Terciário e o fim da Era Mesozoica (aproximadamente 65 milhões de anos atrás; ver Figuras 8.11 e 8.14) representa um dos maiores eventos da história da Terra. Todos os ecossistemas globais foram obliterados, e cerca de 75% de todas as espécies do planeta, tanto em terra como no oceano, foram extintas para sempre. Os dinossauros são apenas um dos diversos grupos que foram extintos no fim do Período Cretáceo, mas certamente são os mais proeminentes. Outros grupos, como os amonoides, os répteis marinhos, certos tipos de moluscos e muitos tipos de plantas e plânctons, também pereceram.

Ao contrário da explosão cambriana, quase todos os cientistas estão de acordo em relação à causa da extinção em massa do Cretáceo-Terciário. Agora temos praticamente certeza de que a causa foi um gigantesco impacto de asteroide. Em 1980, os geólogos descobriram uma camada fina de poeira contendo *irídio* – um elemento típico de materiais extraterrestres – em sedimentos depositados no fim do Cretáceo na Itália (**Figura 11.21**). Essa poeira extraterrestre foi em seguida encontrada em muitos outros locais em todo o mundo, em todos os continentes e em todos os oceanos, mas sempre exatamente no limite entre o Cretáceo e o Terciário. Os geólogos ar-

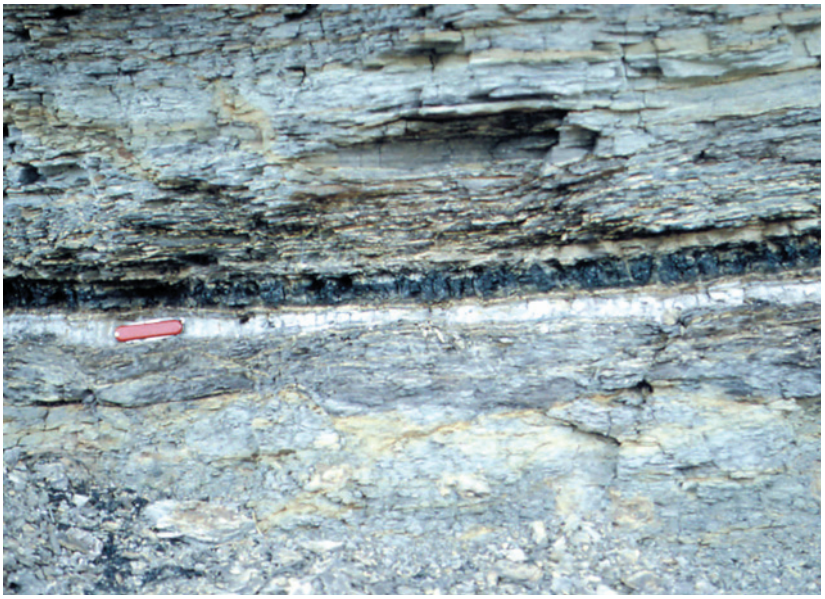


**FIGURA 11.21** ■ O canivete marca uma camada de cor clara de argila, contendo materiais extraterrestres e de rochas locais no local de impacto em Chicxulub, que se acumulou em Raton Basin, no sudoeste dos Estados Unidos. Tais depósitos foram encontrados no mundo inteiro. [Fonte: David Kring and Daniel Dura, "The Day the World Burned," *Scientific American* (December 2003): 104. © December 2003 by Scientific American, Inc. Todos os direitos reservados.]

gumentaram que o acúmulo dessa poeira contendo muito irídio exigiria que um asteroide com diâmetro aproximado de 10 km atingisse a Terra, explodisse e enviasse detritos cósmicos por todo o globo. A publicação dessa hipótese estimulou uma busca da cratera de impacto, a qual estava fadada a ser complicada por dois motivos. Primeiro, a maior parte da superfície terrestre é coberta por oceanos, então a cratera poderia facilmente ter sido submersa. Segundo, uma vez que a cratera teria 65 milhões de anos, ela poderia ter sofrido erosão ou sido preenchida com sedimentos e rocha sedimentar. Porém, no início da década de 1990, os geólogos encontraram uma cratera enorme, com quase 200 km de diâmetro e 1,5 km de profundidade, soterrada sob sedimentos próximo a uma cidade na Península de Iucatã, no México, chamada de Chicxulub[2].

Evidências geológicas de Chicxulub, bem como da região circundante e ao redor do mundo, possibilitaram aos geólogos desenhar um quadro do que aconteceu lá. O nome *Chicxulub* significa "cauda diabólica" no idioma local maia, e o resultado imediato do impacto teria sido, de fato, infernal. O asteroide atingiu Chicxulub em Mach 40[3], vindo do sul a um ângulo de aproximadamente 20° a 30° da horizontal. Sua explosão teria produzido um estrondo seis milhões de vezes mais poderoso do que a erupção de 1980 do Monte Santa Helena. Ela teria criado ventos de fúria inimaginável e um tsunâmi com altura de até 1 km (100 vezes maior do que o grande tsunâmi do Oceano Índico em 2004). O céu teria ficado preto com volumes massivos de poeira e vapor. Um incêndio incontrolável global pode ter ocorrido, à medida que fragmentos flamejantes da explosão caíam de volta para a Terra (**Figura 11.22**).

Os materiais da cratera de impacto espalharam-se em uma zona de morte radial concentrada na direção oeste e central da América do Norte. As criaturas que viviam naquela época, presumindo que não foram mortas na zona de morte, podem ter testemunhado os seguintes eventos: um clarão brilhante conforme o asteroide golpeou Chicxulub, vaporizando a crosta superior da Terra em temperaturas de até 10.000°C; um arco de rochas quentes flamejantes que voou pelos ares com velocidade de até 40.000 km/hora e, depois, caíram na América do Norte; e uma pluma de detritos, gás e material fundido que aqueceu parte da atmosfera a diversas centenas de graus, perfurou o espaço e, a seguir, entrou em colapso na Terra. Nos diversos dias ou semanas depois, os materiais mais finos dessa pluma teria se assentado por toda a superfície terrestre.

Os efeitos diretos do impacto teriam sido devastadores para muitos organismos. Mas pior ainda seriam as consequências por meses e anos depois, as quais os cientistas acreditam que levaram à verdadeira extinção em massa. A alta concentração de detritos na atmosfera teria bloqueado o Sol, reduzindo enormemente a luz disponível para fotossíntese. Além de partículas sólidas de detritos, gases venenosos contendo enxofre e nitrogênio teriam sido injetados na atmosfera, onde teriam reagido com o vapor d'água para formar ácidos sulfúricos e nítricos tóxicos que teriam caído sobre a Terra. A combinação desses dois efeitos, e de outros, teria sido devastadora para plantas e outros autótrofos fotossintéticos e, portanto, para os ecossistemas marinhos e terrestres que dependiam deles como a base da cadeia alimentar. Os heterótrofos, inclusive os dinossauros, teriam sido os próximos; assim que as fontes de alimento esgotaram, eles também teriam morrido. Uma série progressiva desses efeitos, levando ao colapso de ecossistemas, foi provavelmente a causa definitiva da extinção em massa.

**FIGURA 11.22** ■ A versão de um artista da cena do Cretáceo-Terciário após o impacto do asteroide. [Alfred Kamajian]

## Desastre do aquecimento global: a extinção em massa do Paleoceno-Eoceno

A extinção em massa no limite entre o Paleoceno e o Eoceno (cerca de 55 milhões de anos atrás; ver Figura 8.11) não foi um dos maiores eventos desse tipo. No entanto, foi um evento relevante na evolução da vida, porque pavimentou o caminho para que os mamíferos, inclusive os primatas, irradiassem como um grupo importante. Diferentemente da extinção em massa que exterminou os dinossauros, esta não teve causa extraterrestre. Em vez disso, foi causada por aquecimento global abrupto. Os geocientistas estão bastante interessados nos detalhes do que aconteceu, porque o aquecimento global – desta vez produzido por atividades humanas – pode ameaçar os ecossistemas nas próximas décadas (como veremos no Capítulo 23).

Agora acreditamos que o aquecimento global no fim do Paleoceno ocorreu quando os oceanos subitamente expeliram uma quantidade enorme de metano – um potente gás de efeito estufa – na atmosfera. O aquecimento global resultante foi a causa primária da extinção em massa. Mas de onde veio todo esse metano? Para desvendar esse mistério, devemos reunir os vários processos que aprendemos neste capítulo, inclusive o metabolismo microbiano, ciclos biogeoquímicos e o comportamento global da biosfera.

**OS MICRORGANISMOS PLANTAM AS SEMENTES DO DESASTRE** A história começa com o ciclo biogeoquímico do carbono, que será descrito em maior detalhe no Capítulo 15. Normalmente, o carbono é retirado da atmosfera por fotoautótrofos, incluindo algas e cianobactérias nos oceanos. Após a morte desses organismos marinhos, eles se depositam lentamente no assoalho oceânico, onde se acumulam na forma de detritos orgânicos. Alguns desses detritos ricos em carbono são soterrados em sedimentos, mas outros são consumidos por microrganismos heterotróficos como alimento. Como você talvez se lembre, alguns microrganismos heterotróficos que vivem em ambientes anaeróbicos produzem metano como subproduto da respiração. O metano produzido por esses anaeróbios acumula-se nos poros de sedimentos do assoalho oceânico. Se o assoalho oceânico for tão frio como é em nosso clima atual (cerca de 3°C), o metano combina-se com a água para formar um sólido congelado (um gelo de metano), que permanece nos sedimentos. Os geólogos que buscam petróleo e gás natural encontraram camadas com abundantes gelos de metano nos 1.500 m mais superiores de sedimentos ao longo de muitas margens continentais. Porém, se as temperaturas subirem por até alguns graus, o gelo de metano derrete-se, sendo rapidamente transformado em um gás.

**OS OCEANOS BORBULHAM METANO** No fim do Paleoceno, as temperaturas médias no mar profundo podem ter subido em até 6°C. Uma vez que os primeiros gelos com metano degelaram e foram transformados de volta em gases, eles borbulharam pelos oceanos e entraram na atmosfera, onde reforçaram o efeito estufa. Esse efeito elevou ainda mais as temperaturas no assoalho oceânico, que, por sua vez, aceleraram a taxa de degelo. Essas retroalimentações positivas resultaram em uma liberação súbita – e catastrófica – de metano, que fez com que as temperaturas globais médias subissem drasticamente. Até dois *trilhões* de toneladas de carbono, na forma de metano, podem ter escapado para a atmosfera por um período tão curto quanto 10.000 anos ou menos!

Como o metano reage facilmente com o oxigênio para produzir dióxido de carbono, a liberação de metano também fez com que concentrações de oxigênio

nos oceanos despencassem. Os organismos marinhos foram basicamente sufocados quando as concentrações de oxigênio caíram abaixo de um nível crítico. A diminuição de oxigênio e o aumento de temperatura foram devastadores para os ecossistemas do assoalho oceânico, e até 80% de animais bentônicos, como moluscos, foram extintos.

**RECUPERAÇÃO E EVOLUÇÃO DE MAMÍFEROS MODERNOS**
Após a catástrofe, foram precisos aproximadamente 100.000 anos para que a Terra retornasse a seu estado anterior. Durante esse tempo, as temperaturas permaneceram incomumente altas, até que a Terra conseguisse absorver todo o carbono extra que havia sido liberado na atmosfera. As temperaturas mais quentes permitiram uma expansão rápida das florestas em latitudes maiores. As florestas *redwoods* – relacionadas às sequoias gigantes da Califórnia – cresceram ao norte até a latitude de 80°, as florestas tropicais estavam disseminadas em Montana e nas Dakotas e as palmeiras tropicais floresceram próximo a Londres, Inglaterra. Os mamíferos primitivos evoluíram rapidamente para os ancestrais dos mamíferos modernos de hoje, que se adaptaram para dar conta das altas temperaturas da época. Um grupo específico de mamíferos – os *primatas* – deram, por fim, origem aos humanos.

**DEPÓSITOS ATUAIS DE METANO: UMA BOMBA-RELÓGIO?**
Será que podemos ver uma repetição do desastre do aquecimento global do Paleoceno-Eoceno hoje em dia? Na tundra congelada do norte do Canadá e em outras regiões árticas do mundo, pode haver até meio trilhão de toneladas de metano congelado, e os sedimentos do mar profundo ao redor do mundo contêm muito mais. Estima-se que o inventário global de depósitos de metano contenha de 10 a 20 trilhões de toneladas de carbono, bem mais do que foi liberado para causar a extinção em massa do Paleoceno-Eoceno. As atividades humanas estão adicionando gases de efeito estufa à atmosfera a uma taxa sem precedentes, fazendo com que o clima aqueça de modo significativo. Se essa tendência continuar e os oceanos aquecerem, é possível que esses depósitos de metano possam degelar. Seria aconselhável prestar atenção às lições de nossa história geológica.

## A mãe de todas as extinções em massa: de quem é a culpa?

As extinções do Cretáceo-Terciário e do Paleoceno-Eoceno são exemplos bem nítidos de mudançsas drásticas no ambiente terrestre que causaram o colapso catastrófico de ecossistemas e levaram à extinção em massa. Esses eventos foram grandes, mas não os maiores. Na extinção em massa que marcou o fim do Período Permiano e da Era Paleozoica (ver Figura 11.17), 95% de todas as espécies da Terra foram extintas.

Neste caso, parece improvável que algo tão direto quanto o impacto de um asteroide possa explicar como quase todas as espécies do planeta foram mortas. Não é de surpreender o fato de que a ausência de evidências claras de qualquer causa única tenha resultado em uma longa lista de hipóteses, como vimos no Capítulo 1. Alguns cientistas apontam para eventos extraterrestres, como o impacto de um cometa ou um aumento no vento solar. Outros argumentam a favor de eventos gerados pela própria Terra, como um aumento de vulcanismo, esgotamento de oxigênio nos oceanos ou uma liberação súbita de dióxido de carbono dos oceanos. Como na extinção do Paleoceno-Eoceno, também foi proposta uma liberação súbita de metano dos oceanos.

Recentemente, demonstrou-se que a extinção em massa no fim do Permiano ocorreu exatamente há 251 milhões de anos. Talvez não seja coincidência que a idade de um enorme depósito de basaltos de platô na Sibéria também tenha 251 milhões de anos. Os *basaltos de platô*, como veremos no Capítulo 12, são rochas ígneas extrusivas formadas a partir de enormes volumes de lava que se derramam pela superfície da Terra em tempo relativamente curto. Na Sibéria, fissuras vulcânicas expeliram cerca de três milhões de quilômetros cúbicos de lava basáltica, cobrindo uma área de quatro milhões de quilômetros quadrados, quase duas vezes mais que o Alasca. A datação isotópica do basalto mostra que todo ele foi formado em um milhão de anos ou menos. É difícil fugir à conclusão de que a extinção em massa do Permiano esteve, de alguma forma, relacionada a essa erupção catastrófica, que poderia ter injetado quantidades enormes de gases de dióxido de carbono e dióxido de enxofre na atmosfera. O dióxido de carbono contribui para o aquecimento global, e o dióxido de enxofre é a principal fonte da chuva ácida. Ambos são prejudiciais à vida se as concentrações atmosféricas ficarem altas demais.

Trabalhos adicionais são necessários para testar todas essas hipóteses. Por exemplo, os basaltos de Deccan, na Índia, têm 65 milhões de anos, e é possível que o volumoso derrame de lava que os formou tenha acentuado a extinção em massa do Cretáceo-Terciário. Porém, derrames igualmente grandes ocorreram em outras épocas da história da Terra, sem que houvesse tais efeitos aparentemente devastadores.

Qualquer que seja a causa da extinção em massa do Permiano, uma questão está clara: assim como nas extinções em massa do Cretáceo-Terciário e do Paleoceno-Eoceno, a causa definitiva foi o colapso de ecossistemas. Sabemos que esse colapso ocorreu, embora não saibamos exatamente como. A mensagem que devemos tirar dessa lição é que a história pode se repetir. As mudanças ambientais que os humanos estão fazendo hoje inevitavelmente influenciarão os ecossistemas – só não sabemos exatamente como, pelo menos ainda não.

**FIGURA 11.23** ■ O meteorito Allende, que caiu na Terra próximo a Allende, México, em 1969, está repleto de compostos de carbono. Tais descobertas fornecem evidências de que esses compostos, um dos dois componentes centrais da vida, são comuns por todo o universo. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

## Astrobiologia: a busca de vida extraterrestre

Olhando para as estrelas em uma noite clara, é difícil não se perguntar se estamos sozinhos no universo. Como aprendemos, as atividades da vida em nosso planeta criam assinaturas biogeoquímicas características. Algumas dessas assinaturas de vida podem ser detectadas remotamente, como a presença de oxigênio na atmosfera de um planeta em outro sistema solar. Em outros casos, podemos aterrissar uma espaçonave equipada com instrumentos para detectar quimiofósseis ou fósseis morfológicos preservados em rochas.

Nas últimas décadas, os **astrobiólogos** começaram a buscar sistematicamente evidência de vida em outros mundos. Embora nenhum organismo tenha sido descoberto ainda além da Terra, devemos ser incentivados a perseguir essa busca. A vida pode ter iniciado em algum lugar, mesmo que não tenha prosperado. Em nosso próprio sistema solar, Marte e Europa (uma lua de Júpiter) são alvos tentadores porque são semelhantes à Terra em diversas maneiras importantes. Além disso, novas descobertas de planetas orbitando outras estrelas nos permitiram estender essa busca a outros sistemas solares.

A busca de vida em outros mundos exige uma abordagem paciente, sistemática e científica. A abordagem mais aceita foi reconhecer que a vida, como a conhecemos aqui na Terra, baseia-se na água líquida e em compostos orgânicos contendo carbono. Portanto, uma estratégia sensata pode começar com uma busca por esses dois principais componentes da vida. Os compostos feitos de carbono são comuns em todo o universo; os astrônomos encontram evidências deles em todo lugar, de gases interestelares e partículas de poeira a meteoritos que caem na Terra (**Figura 11.23**). Portanto, os astrobiólogos concentraram-se na busca de água líquida. A missão Mars Exploration Rovers, descrita no Capítulo 9, foi projetada para buscar evidências de água na superfície de Marte. Se os dois veículos, *Spirit* e *Opportunity*, não tivessem detectado evidência de água em Marte, qualquer plano futuro de busca de vida nesse planeta também poderia ter sido abandonado.

É claro que existe algum risco nessa abordagem "vida como a conhecemos" na busca de vida extraterrestre. Podemos deixar passar formas de vida sobre as quais não sabemos nada. Poderíamos imaginar um conjunto completo de outros elementos e compostos nos quais a vida poderia se basear. Porém, em geral, esses esquemas alternativos oferecem basicamente combustível para escritores de ficção científica. Pelo menos por enquanto, carbono e água são considerados os componentes centrais de toda a vida no universo.

### Zonas habitáveis em torno das estrelas

Na escala mais ampla, presumimos que a vida é restrita a superfícies de planetas e luas que orbitam as estrelas (**Figura 11.24**). O truque é identificar planetas em que a água possa permanecer estável como um líquido por tempo longo o bastante para originar a vida. Isso poderia levar centenas de milhões de anos, com base em nossa experiência na Terra. Se a superfície de um planeta for próxima demais de sua estrela, a água ferverá e se tornará um gás. Isso é o que ocorreu em Vênus, que está 30% mais próximo do Sol do que a Terra e cuja temperatura de superfície é de 475°C. Se a superfície de um planeta estiver longe demais de sua estrela, a água congelará e se tornará um sólido. Este é o caso em Marte hoje, que está 50% mais distante do Sol do que a Terra, e cuja temperatura de superfície pode cair abaixo de -150°C. A Terra está na zona intermediária, onde a água é estável como líquido e as temperaturas de superfície são adequadas à vida. Para cada estrela, existe uma **zona habitável**, marcada pelas distâncias da estrela em que a água é estável como líquido. Se um planeta estiver dentro da zona habitável, há uma chance de que a vida possa ter se originado lá.

Os gases de efeito estufa, como dióxido de carbono e metano, também exercem uma função importante na determinação da zona habitável. A atmosfera marciana pode ter tido altas concentrações de gases de efeito estufa nos primórdios de sua história. Assim, mesmo que Marte esteja mais distante do Sol do que a Terra, pode ter sido aquecido pelo efeito estufa, como ocorre com a Terra hoje.

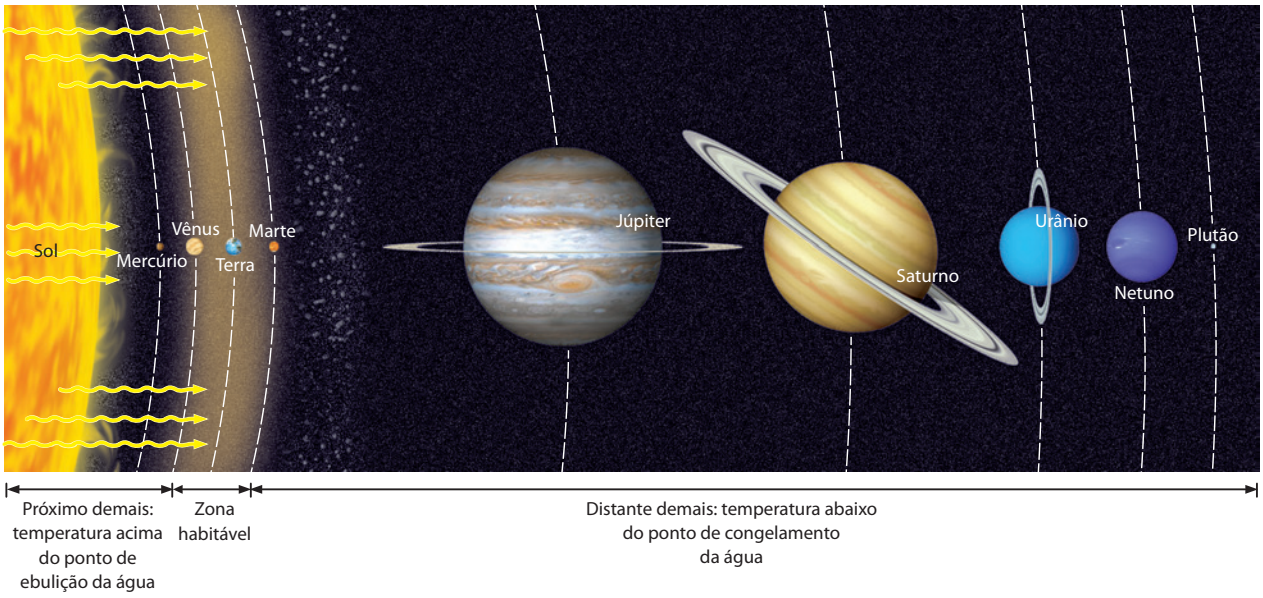



**FIGURA 11.24** ■ As estrelas têm zonas habitáveis, onde poderia existir vida em um planeta orbitante. A zona habitável é determinada pela distância da estrela; ela estende-se do ponto em que a água ferveria (próximo demais da estrela) ao ponto em que a água congelaria (distante demais da estrela).

De fato, novas descobertas sugerem que a água líquida esteve presente na superfície de Marte, embora não saibamos há quanto tempo ela pode ter ficado estável. Desta forma, é possível que Marte tenha sido habitável em algum momento no passado. Porém, assim que os gases do efeito estufa se perderam, Marte foi transformado no deserto de gelo que é atualmente.

## Ambientes habitáveis em Marte

As pessoas há muito se perguntam sobre a vida em Marte. Esse planeta é o mais semelhante à Terra e, portanto, é o que tem maior probabilidade em nosso sistema solar de hospedar, ou ter hospedado, vida. Como vimos no Capítulo 9, a Mars Exploration Rovers encontrou evidências de água líquida na superfície marciana em algum ponto do passado. Baseados nas estimativas das idades das feições superficiais, os geólogos estimam que a água em Marte esteve estável há 3 bilhões de anos, quando esculpiu cânions profundos através da superfície do planeta, dissolveu rochas e minerais e, a seguir, precipitou-os em uma variedade de bacias, onde a água evaporou.

A água ainda está presente em Marte, mas apenas na forma de gelo. Qualquer vida que evoluiu nos primórdios teria tido que buscar refúgio do clima frígido moderno muito abaixo da superfície. Qualquer organismo que tenha permanecido na superfície estaria agora inteiramente congelado. No entanto, o interior de Marte, como o da Terra, é aquecido por decaimento radioativo, então, em alguma profundidade dentro de Marte, o gelo que está presente ou logo abaixo de sua superfície deve se transformar em água líquida. Portanto, é possível que organismos – talvez extremófilos microbianos – vivam em uma zona aquática localizada a poucas centenas de metros até alguns quilômetros abaixo da superfície de Marte.

Infelizmente, a falta de água líquida não é o único desafio que a vida moderna ou antiga teria que enfrentar em Marte. Como vimos no Capítulo 9, as rochas sedimentares descobertas pelo veículo *Opportunity* estão repletas de jarosita, um mineral de sulfato de ferro incomum que se precipita da água altamente ácida (**Figura 11.25**). Na Terra, a jarosita acumula-se em algumas das águas mais ácidas já observadas em ambientes naturais.

Logo, parece que a vida em Marte não teria que enfrentar apenas água limitada, mas possivelmente água muito ácida. A boa notícia é que os extremófilos na Terra podem viver sob tais condições (ver Jornal da Terra 11.1). Mas a questão mais importante é se a vida pode se originar em tais ambientes. Experimentos sobre a origem da vida sugerem que pode ser difícil. Algumas das reações simples que Miller observou na década de 1950 não seriam possíveis em um oceano de água altamente ácida.

Contudo, nem todos os ambientes em Marte podem ser altamente ácidos. A aterrissadora *Phoenix* descobriu recentemente solos cuja química indica a presença de condições mais neutras a alcalinas. As descobertas da missão Phoenix são animadoras, pois sugerem que Marte tem ambientes que poderiam ser favoráveis à vida, bem como ambientes que podem desafiar a vida. As descober-

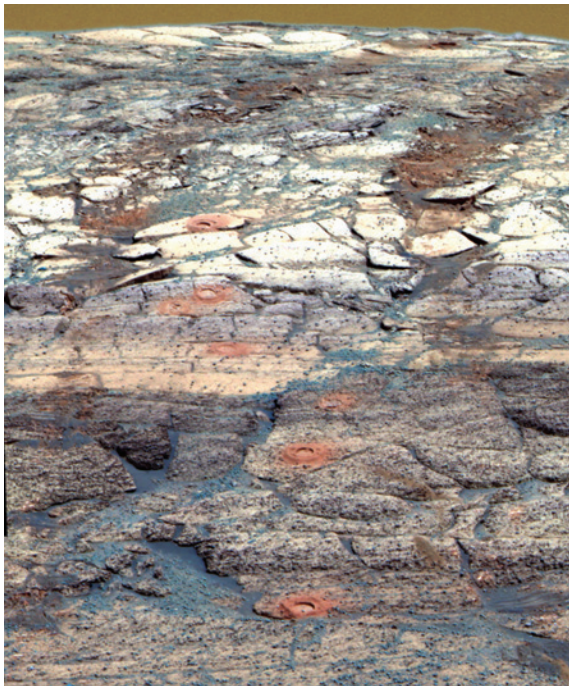


**FIGURA 11.25** ■ Rochas sedimentares descobertas recentemente em Marte contêm uma variedade de minerais sulforosos que se formam por precipitação da água. A presença de jarosita mostra que as águas das quais eles se precipitaram eram extremamente ácidas. Os extremófilos podem viver sob tais condições, mas ainda não está claro se podem se originar nessas águas ácidas. Os buracos nas rochas foram perfurados em 2004 pelo *Opportunity*, um dos veículos da Mars Exploration Rovers, para analisar sua composição. [NASA/JPL/Cornell]

tas impressionantes feitas pelo *Opportunity*, pelo *Spirit* e pela *Phoenix* confirmam que Marte pode ter sido habitável em algum momento. Porém, apenas a exploração contínua mostrará se a vida algum vez originou-se lá.

## RESUMO

***O que é Geobiologia?*** Geobiologia é o estudo de como os organismos influenciaram e foram influenciados pelo ambiente físico da Terra.

***O que é a biosfera?*** A biosfera é a parte de nosso planeta que contém todos os organismos vivos. Como está entrelaçada com a litosfera, a hidrosfera e a atmosfera, a biosfera pode influenciar, ou mesmo controlar, processos geológicos e climáticos básicos. A biosfera é um sistema de componentes interativos que trocam energia e matéria com o ambiente. Os organismos usam entradas de energia e matéria para funcionar e crescer. No processo, geram saídas, como oxigênio e determinados minerais sedimentares.

***Como os organismos interagem com o ambiente físico?*** As atividades de organismos influenciam as concentrações de gases na atmosfera e o ciclo de elementos pela crosta terrestre. Os organismos contribuem para o intemperismo de rochas com a liberação de substâncias químicas que ajudam a decompor os minerais, precipitam minerais em ambientes de sedimentação e modificam a composição dos oceanos. O oxigênio na atmosfera terrestre é resultado do metabolismo de microrganismos fotossintéticos que evoluíram há bilhões de anos. De forma semelhante, o ambiente físico influencia a vida. Barreiras geológicas, como montanhas, desertos e oceanos, ajudam a determinar como os ecossistemas são divididos. Alguns processos geológicos podem causar eventos de extinção em massa que alteram a vida de forma permanente.

***O que é metabolismo?*** Metabolismo é um processo que os organismos usam para converter entradas em saídas. A fotossíntese é um processo metabólico em que os organismos usam energia da luz solar para converter água e dióxido de carbono em carboidratos, liberando oxigênio como subproduto. A respiração é um processo metabólico no qual os organismos usam oxigênio para liberar a energia armazenada dos carboidratos. Muitos organismos absorvem oxigênio da atmosfera e liberam dióxido de carbono e água como subprodutos da respiração. Outros, como microrganismos que vivem em ambientes onde o oxigênio está ausente, devem obter oxigênio pela decomposição de compostos contendo oxigênio, produzindo substâncias como hidrogênio, sulfato de hidrogênio ou metano como subprodutos da respiração.

***Quais são algumas das formas pelas quais o metabolismo afeta o ambiente físico?*** Quando os organismos produzem oxigênio, ele é liberado na atmosfera, onde pode reagir com outros elementos e compostos. Quando os organismos liberam dióxido de carbono ou metano, que são gases do efeito estufa, contribuem para o aquecimento global. Por outro lado, quando os organismos consomem esses gases, contribuem para o resfriamento global.

***Como os microrganismos interagem com o ambiente físico?*** Os microrganismos são os organismos mais abundantes e diversos da Terra. Alguns microrganismos, chamados de extremófilos, podem viver em ambientes extremamente quentes, ácidos, salinos, sem oxigênio ou, de alguma forma, inóspitos. Os microrganismos participam de muitos processos geológicos, como intemperismo, precipitação mineral, dissolução mineral e a liberação de gases para a atmosfera. Desta forma, desempenham papéis essenciais no fluxo de elementos através do sistema Terra em ciclos biogeoquímicos.

***Como a vida se originou?*** Experimentos demonstram que compostos considerados abundantes nos primórdios da Terra, como metano, amônia e água, podem ter se combinado para formar aminoácidos, que, por sua vez, poderiam ter se combinado para formar proteínas e materiais genéticos. Esses resultados foram apoiados pela descoberta de meteoritos ricos em aminoácidos e em outros compostos contendo carbono. Os potenciais fósseis mais antigos da Terra têm 3,5 bilhões de anos e parecem ser os remanescentes de microrganismos, com base em seu tamanho e forma. Os quimiofósseis de aproximadamente 2,7 bilhões de anos atrás sugerem que bactérias e eucariotos fotossintéticos estavam presentes naquela época. Formações de ferro bandado, camadas vermelhas (*red beds*) e o aparecimento de algas eucarióticas são testemunhas de um aumento inicial no oxigênio atmosférico há cerca de 2,1 bilhões de anos. Uma segunda, e mais drástica, elevação de oxigênio ocorreu próximo ao fim do Pré-Cambriano e pode ter desencadeado a evolução dos animais.

***Qual é a diferença entre irradiação e extinção?*** Quando grupos de organismos não conseguem mais se adaptar a mudanças de condições ambientais ou competir com grupos mais bem-sucedidos de organismos, tornam-se extintos. Em uma extinção em massa, muitos grupos de organismos são extintos ao mesmo tempo. Uma irradiação evolutiva é a evolução relativamente rápida de novos tipos de organismos de um ancestral comum. As irradiações são estimuladas pela disponibilidade de novos hábitats, quando uma extinção em massa elimina grupos altamente competitivos e bem estabelecidos. A maior irradiação de animais na história da Terra ocorreu durante o início do Período Cambriano, quando todos os filos animais vivos hoje evoluíram. Diversas extinções em massa ocorreram ao longo do Éon Fanerozoico. Uma importante extinção em massa ocorreu no fim do Cretáceo, quando um asteroide atingiu a Terra e 75% de todas as espécies foram exterminadas. O aquecimento global resultante de uma liberação de metano causou uma extinção em massa no limite entre o Paleoceno e o Eoceno. A causa da maior extinção em massa de todos os tempos, que dizimou 95% de todas as espécies no fim do Permiano, é desconhecida.

***Como podemos buscar vida em outros mundos?*** Os astrobiólogos em busca de vida extraterrestre reconhecem que a vida como a conhecemos na Terra é baseada em compostos contendo carbono e em água líquida. Existem evidências amplas de que compostos de carbono são comuns no universo, por isso os astrobiólogos buscam evidências da presença de água líquida, hoje ou no passado. Existe uma zona habitável a certa distância de cada estrela onde a água líquida pode permanecer estável. Se um planeta estiver dentro da zona habitável, há uma chance de que a vida possa ter se originado lá. Há evidências inequívocas de que Marte tinha água líquida em sua superfície e que, portanto, pode ter sido habitável em algum momento no passado.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

astrobiólogo (p. 311)
autótrofo (p. 287)
biosfera (p. 286)
camada vermelha (*red bed*) (p. 303)
cianobactérias (p. 289)
ciclo biogeoquímico (p. 290)
ecossistema (p. 287)
estromatólito (p. 298)
evolução (p. 305)
explosão cambriana (p. 305)
extremófilo (p. 292)
formação de ferro bandado (p. 302)
fotossíntese (p. 289)
gene (p. 291)
Geobiologia (p. 286)
heterótrofo (p. 287)
irradiação evolutiva (p. 305)
metabolismo (p. 289)
microfóssil (p. 292)
microrganismo (p. 290)
quimioautótrofo (p. 296)
quimiofóssil (p. 302)
respiração (p. 289)
seleção natural (p. 305)
tapete microbiano (p. 296)
zona habitável (p. 311)

## EXERCÍCIOS

1. A biosfera pode ser considerada um sistema Terra? Como esse sistema seria descrito?
2. Como os autótrofos diferem dos heterótrofos?
3. O que é metabolismo?
4. Em que ambientes pode-se encontrar extremófilos? Os humanos podem viver sob condições extremas?
5. Qual é a diferença entre fotossíntese e respiração?
6. Explique como a vida está relacionada à água. O que aconteceria se toda a água na Terra se transformasse em gelo?
7. Desenhe um diagrama de um ciclo biogeoquímico. O que são entradas e saídas? Quais são os processos que movem o ciclo?
8. O carbono é considerado o ponto de partida de toda a vida. O que mais é importante?
9. No diagrama mostrado na Figura 11.12, quantos limites entre períodos da escala do tempo geológico são marcados por extinções em massa? Quantos limites entre eras são marcados por extinções em massa?
10. O que controla a zona habitável em torno de estrelas? Netuno está na zona habitável de nosso sistema solar?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Como o ciclo biogeoquímico do carbono afeta os climas globais?
2. Durante uma radiação evolutiva, os organismos evoluem rapidamente. Como seria o registro geológico se

uma radiação evolutiva ocorresse durante um intervalo representado por uma discordância? Como você distinguiria entre uma radiação evolutiva e os efeitos da discordância?

3. Carbono e água são a base de toda a vida como a conhecemos. Se uma girafa feita de sílica passasse por uma das sondas de exploração a Marte, como saberíamos que ela estava viva?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Também grafados como "eucariontes".

[2] Pronuncia-se [tchic'sha-lu:b], nome de origem Maia da cidade mexicana próxima do local do impacto do meteoro na Península de Iucatã.

[3] Um mach equivale a 1.234,8km/h, velocidade mínima para ultrapassar a barreira do som.

# 12

# Vulcanismo

Os vulcões como geossistemas ■ 318
Lavas e outros depósitos vulcânicos ■ 319
Os estilos de erupção e as formas de relevo vulcânico ■ 325
Interações entre vulcões e outros geossistemas ■ 329
O padrão global do vulcanismo ■ 332
O vulcanismo e a atividade humana ■ 339

O canto noroeste do Estado norte-americano de Wyoming é um paraíso geológico de gêiseres, fontes quentes e correntes de vapor – os sinais visíveis de um enorme vulcão ativo que se estende pela imensidão do Parque Nacional de Yellowstone. Todos os dias, esse vulcão expele mais energia na forma de calor do que é consumido como energia elétrica nos três Estados circundantes, Wyoming, Idaho e Montana. Essa energia não é liberada de modo contínuo; parte dela acumula-se em câmaras magmáticas quentes até que o vulcão estoure seu topo. Uma erupção cataclísmica do vulcão de Yellowstone há 630 mil anos ejetou 1.000 $km^3$ de rochas no ar, cobrindo regiões tão distantes quanto o Texas e a Califórnia com uma camada de cinza vulcânica.

O registro geológico mostra que explosões vulcânicas quase tão grandes, ou mesmo maiores, ocorreram no oeste dos Estados Unidos pelo menos seis vezes nos últimos 2 milhões de anos, então pode-se afirmar com relativa certeza que outra erupção dessas acontecerá novamente. Só podemos imaginar o que ela faria com a civilização humana. A cinza quente acabaria com todas as formas de vida por distâncias de 100 km ou mais, e a cinza mais fria, porém sufocante, cobriria o solo por uma distância maior que 1.000 km. A poeira vulcânica lançada até a alta estratosfera enfraqueceria a luz do Sol por diversos anos, fazendo as temperaturas caírem e precipitando o Hemisfério Norte em um longo inverno vulcânico.

Os danos que os vulcões representam à sociedade humana, bem como os recursos minerais e a energia que fornecem, certamente são motivos bons o bastante para estudá-los. Além disso, os vulcões fascinam porque são janelas através das quais pode-se enxergar o interior profundo da Terra a fim de entender os processos da tectônica de placas e ígneos que geraram sua crosta continental e oceânica.

Grand Canyon do Parque Nacional de Yellowstone, onde o rio Yellowstone atravessa lavas riolíticas de cores vibrantes por 250 m. As lavas foram depositadas por uma enorme erupção vulcânica há menos de 1 milhão de anos. [Kerry L. Thalmann]

**Neste capítulo, examinaremos como os magmas ascendem até a crosta da Terra, emergem na superfície como lava e resfriam-se para formar rochas vulcânicas duras. Veremos de que forma a tectônica de placas e a convecção mantélica podem explicar o vulcanismo em limites de placas e em "pontos quentes" de regiões intraplacas. Veremos como os vulcões interagem com os outros componentes do sistema Terra, particularmente com a hidrosfera e a atmosfera. Por fim, consideraremos o potencial destrutivo dos vulcões, bem como os potenciais benefícios que podem oferecer à sociedade humana.**

## Os vulcões como geossistemas

Os processos geológicos que originam os vulcões e as rochas vulcânicas são conhecidos coletivamente como *vulcanismo*. Tivemos um vislumbre de alguns desses processos quando examinamos a formação de rochas ígneas no Capítulo 4, mas agora entraremos em maior detalhe.

Os filósofos antigos ficaram impressionados com os vulcões e com suas temíveis erupções de rocha fundida. Na tentativa de explicá-los, difundiram mitos sobre um mundo subterrâneo quente e infernal. Basicamente, estavam certos. Os pesquisadores modernos, utilizando a ciência, em vez da mitologia, também obtêm dos vulcões as evidências de que existem altas temperaturas no interior da Terra. As medições de temperatura nas rochas provenientes das sondagens mais profundas já feitas (cerca de 10 km) mostraram que a Terra de fato torna-se mais quente com o aumento da profundidade. Atualmente, os geólogos acreditam que, a profundidades de 100 km ou mais – na astenosfera –, as temperaturas cheguem no mínimo a 1.300°C, o que é suficientemente quente para que as rochas comecem a fundir-se. Por essa razão, a astenosfera é considerada como uma das principais fontes de *magma*, a mesma rocha fundida que chamamos de *lava* depois que irrompe na superfície. As sec-

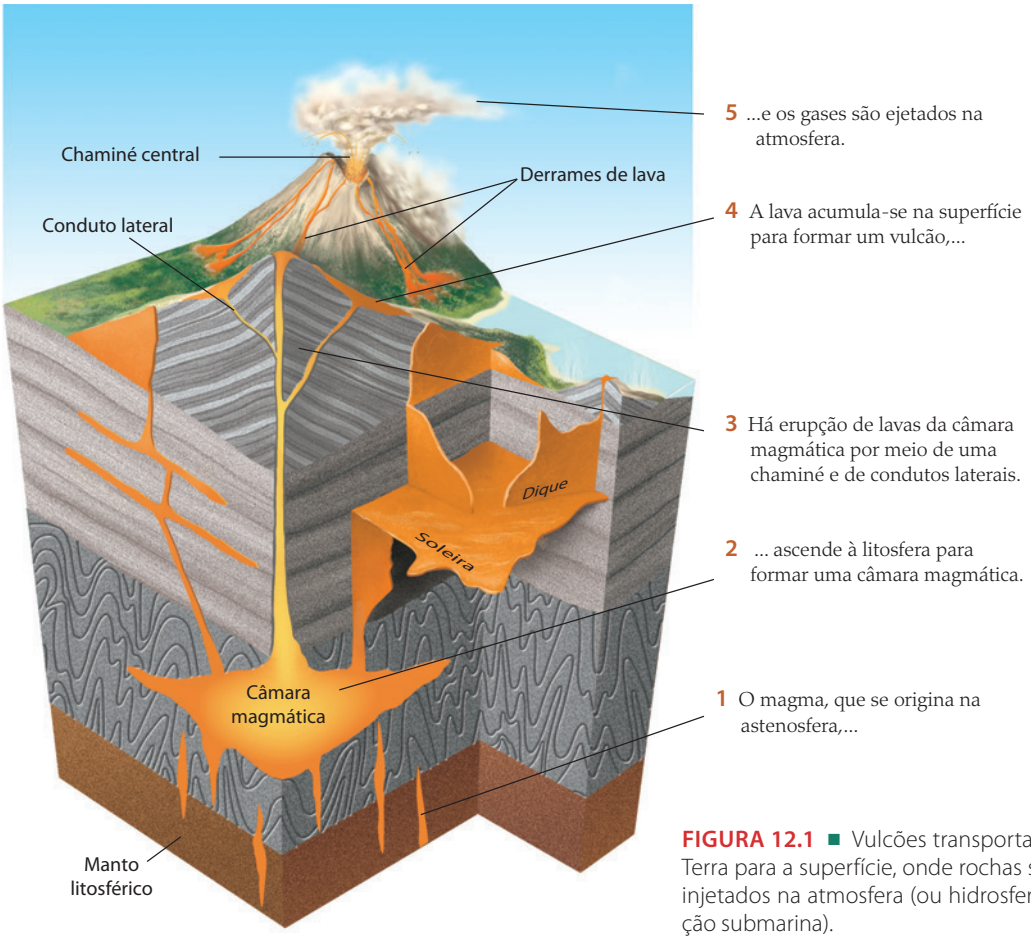



**FIGURA 12.1** ■ Vulcões transportam magma do interior da Terra para a superfície, onde rochas são formadas e gases são injetados na atmosfera (ou hidrosfera, no caso de uma erupção submarina).

ções da litosfera sólida que se localizam acima da astenosfera podem também fundir-se para formar magmas.

Como os magmas são líquidos, têm menor densidade que as rochas que os produziram. Portanto, à medida que o magma se acumula, começa a ascender à litosfera. Em alguns locais, o magma pode encontrar um caminho até a superfície fraturando a litosfera em zonas de fraqueza. Em outros, o magma ascendente abre seu caminho fundindo as rochas existentes. Por fim, parte do magma chega à superfície e entra em erupção como lava. Um **vulcão** é uma elevação ou uma montanha construída pela acumulação de lavas e de outros materiais eruptivos.

As rochas, os magmas e os processos necessários para descrever toda a sequência de eventos desde a fusão até a erupção constituem um **geossistema vulcânico**. Esse tipo de geossistema pode ser visto como uma fábrica química que processa o material de entrada (magmas da astenosfera) e transporta o produto final (lava) até a superfície por meio de um sistema de encanamento interno.

A **Figura 12.1** é um diagrama simplificado de um vulcão, mostrando o sistema de encanamentos pelo qual o magma ascende à superfície. Os magmas que ascendem à litosfera acumulam-se em uma câmara magmática, situada, geralmente, em locais pouco profundos da crosta. Esse reservatório periodicamente é esvaziado para a superfície através de uma chaminé, que é um conduto em forma de cano, em ciclos repetidos de *erupções*. A lava pode também irromper a partir de fendas verticais e outros condutos localizados nos flancos dos vulcões.

Como foi visto no Capítulo 4, inicialmente só uma pequena parte da astenosfera sofre fusão. Na sua ascensão pela litosfera, o magma adquire componentes químicos, à medida que provoca a fusão de outras rochas, e perde outros componentes, pela deposição de cristais em câmaras magmáticas e pelo escape de seus constituintes gasosos para a atmosfera ou para o oceano, quando há erupção. Levando em conta essas modificações, os geólogos podem extrair das lavas importantes informações, que constituem indícios da composição e do estado físico do manto superior, onde as lavas se originaram. A partir da datação isotópica, pode-se, também, aprender muita coisa a respeito das erupções que ocorreram há milhões ou mesmo bilhões de anos (ver Capítulo 8) para determinar as idades de lavas.

## Lavas e outros depósitos vulcânicos

Os vários tipos de lavas originam diversas formas de relevo. Essas variações são resultantes de diferenças na composição química, no teor de gases e na temperatura das lavas. Quanto maior o teor de sílica e quanto mais baixa a temperatura, por exemplo, mais viscosa (resistente ao fluxo) será a lava e mais lentamente ela se moverá. Quanto mais gás uma lava contiver, maior será a probabilidade de uma erupção violenta.

### Tipos de lava

As lavas eruptivas, o produto final de geossistemas vulcânicos, geralmente solidificam-se em três principais tipos de rocha ígnea (ver Capítulo 4): basalto, andesito ou riólito.

**LAVAS BASÁLTICAS** O basalto é uma rocha ígnea extrusiva de composição máfica (rica em magnésio, ferro e cálcio) e tem o conteúdo mais baixo de sílica dos três tipos de rocha ígnea; seu equivalente intrusivo é o gabro. O magma basáltico é o tipo mais comum de magma. Ele é produzido ao longo de dorsais mesoceânicas e em pontos quentes dentro de placas, bem como em vales em rifte continentais. A ilha vulcânica do Havaí, que é composta basicamente de lava basáltica, está sobre um ponto quente.

As **lavas basálticas** entram em erupção quando magmas quentes e fluidos preenchem o sistema de encanamento de um vulcão e transbordam (**Figura 12.2**). As erupções basálticas raramente são explosivas. Na terra, uma erupção basáltica envia lava pelos flancos do vulcão em grandes

**FIGURA 12.2** ■ Uma erupção com conduto central do Kilauea, um vulcão-escudo na ilha do Havaí, produz um rio de lava basáltica quente e de fluxo rápido. [J. D. Griggs/USGS]

**FIGURA 12.3** ■ Um ônibus escolar parcialmente soterrado em Kalapana, Havaí. A aldeia foi soterrada por um derrame de lava basáltica do Kilauea. [Roger Ressmeyer/CORBIS]

correntes que podem engolfar tudo no caminho (**Figura 12.3**). Quando resfriadas, essas lavas são pretas ou cinza-escuro, mas nas altas temperaturas de erupção (1.000°C a 1.200°C), brilham em tons de vermelho e amarelo. Devido a sua alta temperatura e a seu baixo teor de sílica, a lava basáltica é extremamente fluida e pode escorrer rapidamente por grandes distâncias. Foram observadas correntes de lava com velocidade de até 100 km/h, embora velocidades de poucos quilômetros por hora sejam mais comuns. Em 1938, dois corajosos vulcanólogos russos mediram temperaturas e coletaram amostras de gases navegando em uma jangada de lava já solidificada e com temperatura mais baixa que flutuava em um rio de lava basáltica. A temperatura na superfície da jangada era de 300°C, e a do rio de lava era de 870°C. Foram observadas correntes de lava fluindo por distâncias de mais de 50 km, a partir de sua fonte.

Os derrames de lavas basálticas variam de acordo com as condições em que resfriam. Na terra, solidificam-se como pahoehoe (pronuncia-se [pa-hói-hói], com o h tendo o som aspirado) ou aa (pronuncia-se [ah-ah]) (**Figura 12.4**).

A lava *pahoehoe* (que significa "em forma de corda", em havaiano) forma-se quando um magma muito fluido espalha-se como um lençol e uma fina película vítrea e elástica endurece, na sua superfície, durante o resfriamento. À medida que a lava líquida continua a fluir, por baixo da superfície, a película é arrastada, curvada e torcida, formando dobras justapostas retorcidas que lembram cordas.

*"Aa"* é a exclamação que os desavisados fazem ao aventurar-se caminhando de pés descalços nesse tipo de lava, que tem aparência de torrões de terra úmida recém-arada. A lava aa forma-se quando a lava perde seus gases e, assim, move-se mais lentamente do que a pahoehoe, permitindo que uma espessa capa endurecida se forme na superfície. À medida que o derrame continua a fluir, essa nata se quebra em muitos blocos angulosos, que se empilham como uma frente íngreme de blocos angulares que avança como uma esteira de trator. É muito perigoso caminhar em cima da lava aa. Um bom par de botas pode

**FIGURA 12.4** ■ Dois tipos de lava basáltica, pahoehoe com aspecto de corda (*embaixo*) e blocos angulosos de aa (*em cima*), produzidos pelo vulcão Mauna Loa, na ilha do Havaí. [Kim Heacox/DRK]

**FIGURA 12.5** ■ Essas lavas em almofada, que foram extrudadas recentemente na Dorsal Mesoatlântica, foram fotografadas do submersível de mar profundo *Alvin*. [OAR/National Undersea Research Program/NOAA]

ser gasto em uma semana, e o viajante pode se preparar para cortes nos cotovelos e nos joelhos.

Um derrame basáltico isolado comumente tem as características de pahoehoe próximo à sua fonte, onde a lava está ainda fluida e quente, adquirindo as características de aa na porção frontal do derrame, onde mostra uma camada superficial mais espessa, por ter ficado mais tempo exposta ao ar frio.

A lava basáltica que resfria abaixo d'água forma *lavas almofadadas*[1]: pilhas de blocos elipsoidais de basalto, em forma de almofadas, com cerca de um metro de largura (**Figura 12.5**). As lavas em almofada são um importante indicador de que uma região já esteve um dia sob a água. Geólogos-mergulhadores, inclusive, já observaram a formação de lavas em almofada no fundo oceânico próximo ao Havaí. As línguas de lava basáltica, ao entrarem em contato com a água fria do oceano, desenvolvem um envoltório resistente, plástico. Como a lava no interior desse envoltório resfria-se mais lentamente, o interior da almofada desenvolve uma textura cristalina, ao passo que o envoltório, que se resfriou rapidamente, solidifica-se como um vidro sem cristais.

**LAVAS ANDESÍTICAS** O andesito é uma rocha ígnea extrusiva com um conteúdo intermediário de sílica; seu equivalente intrusivo é o diorito. Os magmas andesíticos são produzidos principalmente nos cinturões de montanhas vulcânicas acima de zonas de subducção. O nome vem de um de seus principais exemplos: os Andes da América do Sul.

As temperaturas de **lavas andesíticas** são menores do que as de basalto e, uma vez que seu conteúdo de sílica é mais alto, o fluxo é mais lento e formam caroços de massas pegajosas. Se uma dessas massas pegajosas conecta-se ao conduto central de um vulcão, gases que se acumulam abaixo do conduto por fim explodem o topo do vulcão. A erupção explosiva do Monte Santa Helena em 1980 (**Figura 12.6**) é um exemplo famoso.

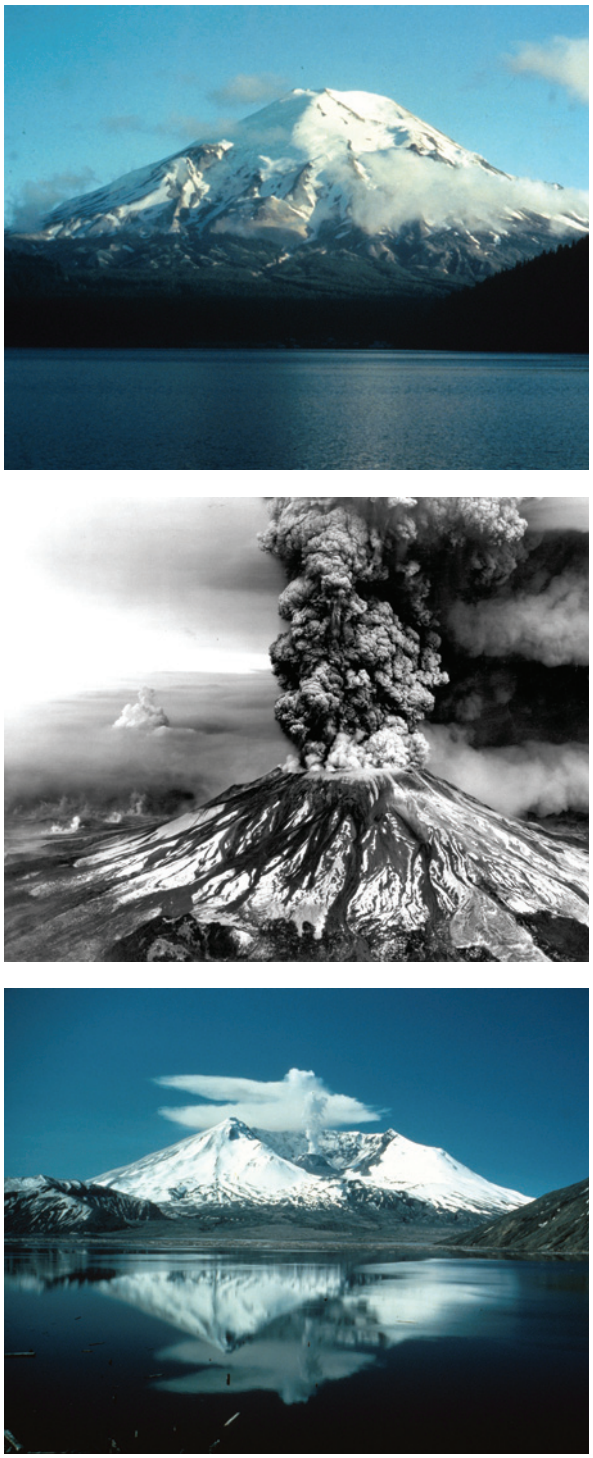


**FIGURA 12.6** ■ O Monte Santa Helena, um vulcão andesítico no sudoeste do Estado de Washington, antes, durante e após sua erupção cataclísmica de maio de 1980, que ejetou cerca de 1 $km^3$ de material piroclástico. O flanco norte em colapso pode ser visto na foto de baixo [*Antes*: U.S. Forest Service/ USGS. *Erupção*: U.S. Geological Survey. *Após*: Lyn Topinka/USGS]

**FIGURA 12.7** ■ Uma erupção freática de um vulcão de arco de ilha expele plumas de vapor na atmosfera. O vulcão, a cerca de 9,5 km da ilha de Tongatau, em Tonga, é um dos aproximadamente 36 vulcões naquela área. [Dana Stephenson/ Getty Images]

Algumas das erupções vulcânicas mais destrutivas da história foram explosões *freáticas*, ou de vapor, que ocorrem quando o magma quente e carregado de gases encontra a água subterrânea ou a água do mar, gerando vastas quantidades de vapor superaquecido (**Figura 12.7**). A ilha de Krakatoa, um vulcão andesítico na Indonésia, foi destruída por uma explosão freática em 1883. Essa erupção lendária foi ouvida a centenas de quilômetros de distância e gerou um tsunâmi que matou mais de 40 mil pessoas.

**LAVAS RIOLÍTICAS** O riólito é uma rocha ígnea extrusiva de composição félsica (rico em sódio e potássio), com conteúdo de sílica maior que 68%; seu equivalente intrusivo é o granito. Sua cor é clara, frequentemente um rosa bonito. Os magmas riolíticos são produzidos em zonas onde o calor do manto fundiu grandes volumes de crosta continental. Hoje, o vulcão de Yellowstone está produzindo enormes quantidades de magma riolítico, que estão se acumulando em câmaras rasas.

O ponto de fusão do riólito é mais baixo que o do andesito, tornando-se líquido em temperaturas de 600°C a 800°C. Por serem mais ricas em sílica do que qualquer outro tipo de lava, as **lavas riolíticas** são as mais viscosas. A lava riolítica em geral move-se 10 vezes mais lentamente que o basalto e tende a acumular-se, formando depósitos espessos com aparência de bulbos (**Figura 12.8**). Os gases são facilmente aprisionados sob lavas riolíticas, e grandes vulcões riolíticos, como o de Yellowstone, produzem as erupções vulcânicas mais explosivas.

## Texturas das rochas vulcânicas

As texturas de rochas vulcânicas, como as superfícies de fluxos de lava solidificados, refletem as condições sob as quais se formaram. As texturas grossas, com cristais visíveis, po-

**FIGURA 12.8** ■ Vista aérea de um domo de riólito que entrou em erupção em torno de 1.300 anos atrás em Newberry Caldera, Oregon, EUA. O fluxo cobre mais de 1,5 km$^2$, e sua forma de domo indica que a lava era bastante viscosa. [Robert A. Jensen]

**FIGURA 12.9** ■ Amostra de basalto vesicular. [John Grotzinger]

dem se formar no caso de haver resfriamento lento das lavas. Lavas que se resfriam rapidamente tendem a ter granulação fina. Se forem ricas em sílica e de rápido resfriamento, as lavas podem formar *obsidiana*, um vidro vulcânico.

A rocha vulcânica geralmente contém pequenas bolhas, criadas quando gases são liberados durante uma erupção. Como vimos, o magma é geralmente carregado de gases, como o refrigerante em uma garrafa fechada. Quando ascende na direção da superfície terrestre, a pressão que atua sobre ele diminui, assim como a pressão no refrigerante cai quando a tampa é retirada. Da mesma forma que o dióxido de carbono cria bolhas no refrigerante quando é liberado, o vapor d'água e outros gases dissolvidos, ao escaparem da lava, criam cavidades gasosas, ou *vesículas* (**Figura 12.9**). Uma rocha vulcânica que tenha uma grande quantidade de vesículas, geralmente de composição riolítica, é denominada *pedra-pomes*[2]. Algumas pedras-pomes têm tantos espaços vazios que se tornam extremamente leves, a ponto de flutuar na água.

## Depósitos piroclásticos

A água e os gases nos magmas podem provocar efeitos ainda mais dramáticos no estilo das erupções. Antes de um magma entrar em erupção, a pressão confinante devido às rochas sobrejacentes não permite que esses voláteis escapem. Quando o magma chega próximo à superfície e a pressão cai, os voláteis podem ser liberados explosivamente, estraçalhando a lava e qualquer rocha sólida que estiver acima em fragmentos de vários tamanhos, formas e texturas (**Figura 12.10**). Esses fragmentos, conhecidos como *piroclastos*, são classificados de acordo com seu tamanho.

**EJETÓLITOS VULCÂNICOS** Os fragmentos menores, com menos de 2 mm de diâmetro, são chamados de *cinzas vulcânicas*. As erupções vulcânicas podem borrifar cinza na atmosfera, onde a cinza suficientemente fina para se

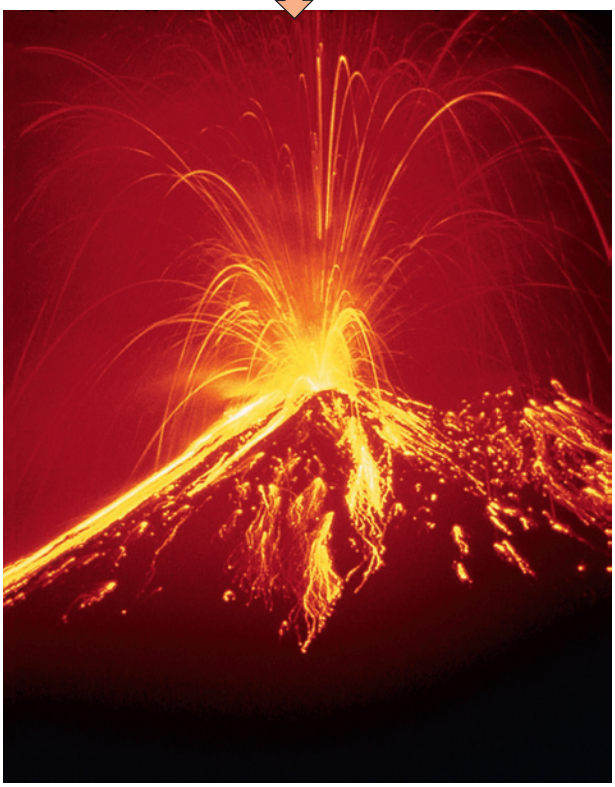


**FIGURA 12.10** ■ Uma erupção explosiva do vulcão Arenal, na Costa Rica, arremessa piroclastos no ar. [Gregory G. Dimijian/ Photo Researchers]

**FIGURA 12.11** ■ A vulcanóloga Katia Krafft examina uma bomba vulcânica ejetada do vulcão Asama, no Japão. Krafft foi, posteriormente, morta por um fluxo piroclástico no Monte Unzen (ver Figura 12.13). [Science Source/Photo Researchers]

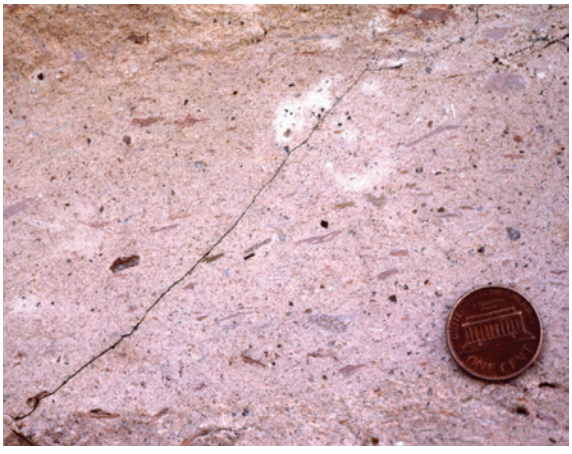
manter em suspensão pode ser carregada por uma grande distância. Por exemplo, duas semanas após a erupção de 1991 do Monte Pinatubo, nas Filipinas, a poeira vulcânica era detectada em volta de toda a Terra por satélites orbitais.

Fragmentos ejetados como respingos de lava, que ficam arredondados e se resfriam no ar, ou a partir de fragmentos arrancados de rochas vulcânicas já solidificadas, podem ser muito maiores. Esses fragmentos são chamados de *bombas vulcânicas* (**Figura 12.11**). Já se observou, durante erupções vulcânicas, o lançamento de ejetólitos do tamanho de uma casa por distâncias de mais de 10 km.

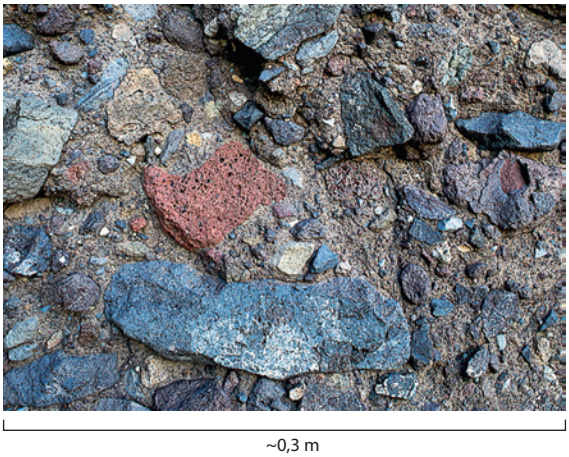
Cedo ou tarde os piroclastos caem na Terra, formando os maiores depósitos perto de sua fonte. À medida que resfriam, os fragmentos quentes e não totalmente solidificados, por isso pegajosos, soldam-se uns aos outros (litificam-se). As rochas criadas a partir dos fragmentos menores são denominadas **tufos**, enquanto aquelas constituídas de fragmentos maiores são as **brechas vulcânicas** (**Figura 12.12**).

**FLUXOS PIROCLÁSTICOS** Os **fluxos piroclásticos**, um tipo particularmente espetacular e devastador de erupção, ocorrem quando a cinza quente e gases são ejetados como uma nuvem ardente[3] que se projeta montanha abaixo em alta velocidade. Como as partículas sólidas permanecem em suspensão nos gases quentes, o atrito contra esse movimento é muito baixo.

Em 1902, uma nuvem ardente com uma temperatura interna de 800°C explodiu, sem muitos sinais prévios, no flanco do Monte Pelado[4], na ilha da Martinica, no Caribe. A avalancha de gás asfixiante e de cinza vulcânica incandescente derramou-se pelas encostas a uma velocidade de 160 km/h, semelhante à de um furacão. Em um minuto, e praticamente em silêncio, a emulsão fervente de gás, cinza e poeira envolveu a cidade de Saint Pierre, matando 29 mil pessoas. Seria sensato relembrar a declaração de um certo Professor Landes, feita um dia antes do cataclismo: "O Monte Pelado representa tanto perigo para os habitantes de St. Pierre quanto o Vesúvio para os moradores de Nápoles". O Professor Landes pereceu com os demais. Em 1991, os vulcanólogos franceses Maurice e Katia Krafft foram mortos por um derrame piroclástico, no Monte Unzen, no Japão (**Figura 12.13**).



(a)




(b)

**FIGURA 12.12** ■ (a) Tufo fundido de um depósito de fluxo de cinzas na Grande Bacia[5], no norte de Nevada, EUA. (b) Brecha vulcânica. [(a) John Grotzinger; (b) Doug Sokell/Visuals Unlimited]

## Os estilos de erupção e as formas de relevo vulcânico

As feições de superfície produzidas por um vulcão quando ejeta material variam de acordo com as propriedades do magma, sobretudo sua composição química e conteúdo gasoso, tipo de material (lava *versus* piroclastos) e condições ambientais sob as quais ele entra em erupção – na terra ou submerso. As formas de relevo vulcânico também dependem da taxa com que a lava é produzida e o sistema de encanamento que a leva para a superfície (**Figura 12.14**).

**FIGURA 12.13** ■ Um fluxo piroclástico projetando-se pelas encostas do Monte Unzen, no Japão, em junho de 1991. Observe, no primeiro plano, o bombeiro e o caminhão tentando fugir da nuvem de cinza quente prestes a atingi-los. Três cientistas que estavam estudando esse vulcão morreram ao serem engolfados por um derrame semelhante. [AP/Wide World Photos]

## Erupções com conduto central

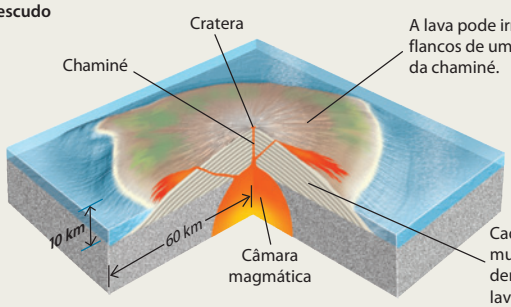
As erupções com condutos centrais descarregam lava ou material piroclástico por uma *chaminé* ou *conduto central*, uma abertura no topo de um canal alimentador cilíndrico que se conecta com a câmara magmática e por onde o material ascende para irromper à superfície da Terra. As erupções com condutos centrais criam a mais conhecida das feições vulcânicas: a montanha vulcânica em forma de cone.

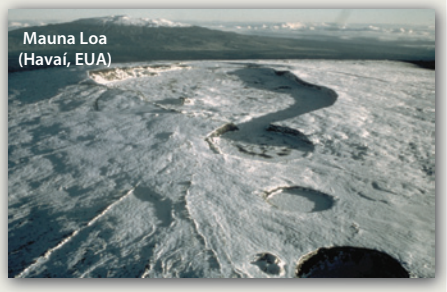
**VULCÕES-ESCUDO** Um *cone* do tipo vulcão-escudo é construído por sucessivos derrames de lava, que se espalham a partir de uma chaminé. Se a lava for basáltica, flui com facilidade e espalha-se por grandes áreas. Se os derrames forem copiosos e frequentes, criarão um amplo vulcão em forma de escudo, com dezenas de quilômetros de circunferência e com mais de 2 km de altura, com vertentes geralmente suaves. O Mauna Loa, no Havaí, Estados Unidos, é o exemplo clássico de um **vulcão-escudo** (ver Figura 12.14a). Embora esteja a somente 4 km acima do nível do mar, ele é efetivamente a estrutura mais alta da Terra: medido a partir do fundo oceânico, o Mauna Loa tem 10 km de altura, mais alto do que o Monte Everest! Seu diâmetro, na base, é de 120 km – uma área equivalente a três vezes o tamanho de Rhode Island.[6] Esse vulcão cresceu até essas enormes dimensões devido à superposição de milhares de derrames de lavas, cada um com poucos metros de espessura, em um período de cerca de 1 milhão de anos. Na verdade, a ilha do Havaí nada mais é do que o topo de uma série de vulcões-escudo ativos superpostos, que emergem acima do nível do mar.

**DOMOS VULCÂNICOS** Ao contrário das lavas basálticas, as lavas andesíticas e riolíticas são tão viscosas que mal conseguem fluir. Elas geralmente produzem *domos vulcânicos*, que são massas arredondadas de rochas com vertentes abruptas (ver Figura 12.8). A forma dos domos proporciona a impressão de que a lava foi espremida para fora da chaminé sem se espalhar lateralmente, como se fosse pasta de dente. Frequentemente, os domos obstruem as chaminés, aprisionando os gases (Figura 12.14b). Então a pressão aumenta até que uma explosão ocorra, fragmentando o domo.

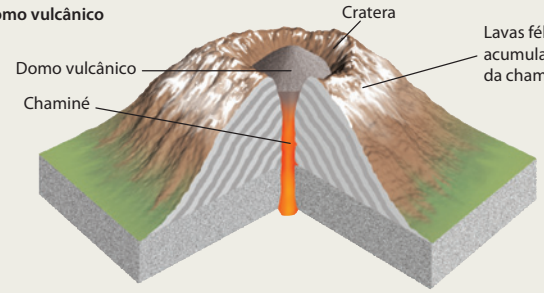
**CONES DE CINZAS**[7] Quando as chaminés vulcânicas descarregam piroclastos, os fragmentos sólidos acumulam-se e formam um *cone de cinza*. O perfil de um cone vulcânico é determinado pelo maior ângulo de repouso dos fragmentos, que é o ângulo máximo em que os detritos permanecem estáveis, em vez de deslizar encosta abaixo. Os fragmentos maiores, que caem perto do cume, formam taludes muito inclinados, que, entretanto, são estáveis. As partículas mais finas são carregadas para posições mais afastadas da chaminé e formam taludes de baixo declive na base do cone. Assim se originaram os cones vulcânicos

(a) **Vulcão-escudo**



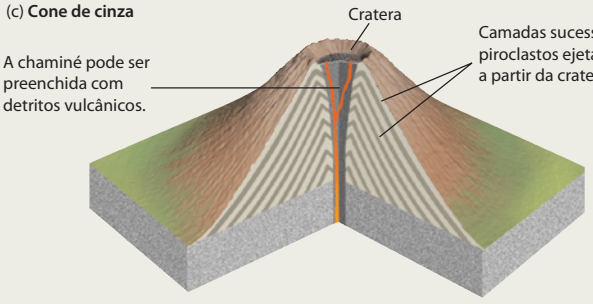




(b) **Domo vulcânico**

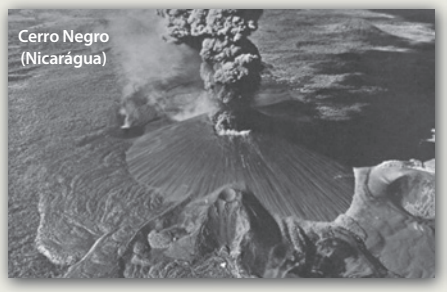



Um domo vem crescendo no centro do Monte Santa Helena desde sua erupção em 1980.

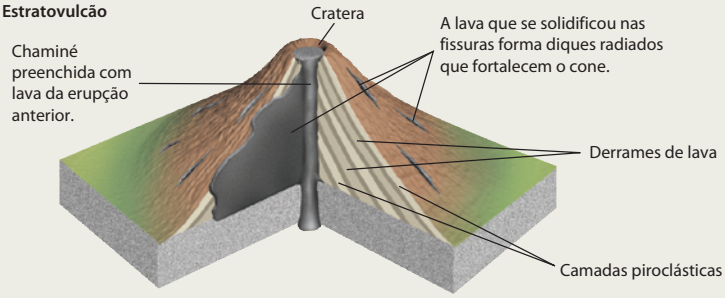
(c) **Cone de cinza**



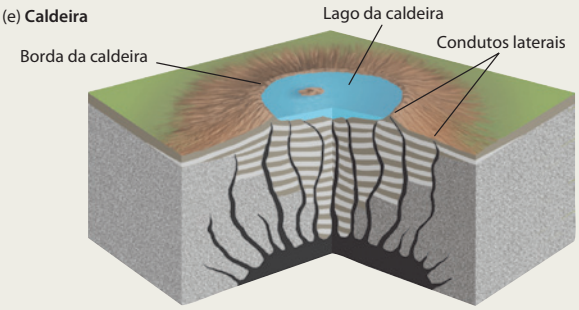

Esta erupção do Cerro Negro em 1968 construiu um cone de cinzas em um terreno mais antigo de derrames de lava.




(d) **Estratovulcão**



(e) **Caldeira**




As caldeiras resultam de uma erupção violenta que esvazia a câmara magmática de um vulcão, que, então, não pode mais sustentar a rocha sobrejacente. Então ele entra em colapso, deixando uma grande bacia com paredes íngremes.

◀ **FIGURA 12.14** ■ Os estilos de erupção e as formas de relevo vulcanogênico criadas por eles são determinados pela composição do magma. [(a) U.S. Geological Survey; (b) Lyn Topinka/USGS Cascades Volcano Observatory; (c) Mark Hurd Aerial Surveys; (d) CORBIS; (e) Greg Vaughn/Tom Stack & Associates]

de formas clássicas, com vertentes côncavas e uma chaminé no cume (ver Figura 12.14c).

**ESTRATOVULCÕES** Quando um vulcão emite lava e piroclastos, formam-se derrames alternados desses materiais, que dão origem a um vulcão composto com formas côncavas, ou **estratovulcão** (Figura 12.14d). A lava que se solidifica no canal alimentador e em diques radiais fortalece a estrutura do cone. Os estratovulcões são comuns acima de zonas de subducção. Exemplos famosos são o Monte Fuji, no Japão, os montes Vesúvio e Etna, na Itália, e o Monte Rainier, no Estado de Washington, nos Estados Unidos. O Monte Santa Helena tinha uma forma quase perfeita de estratovulcão até que sua erupção em 1980 destruiu o flanco norte (ver Figura 12.6).

**CRATERAS** Uma depressão em forma de tigela, a **cratera**, é encontrada no cume de muitos vulcões, sendo centrada na chaminé. Durante uma erupção, a lava ascendente transborda da cratera. Quando a erupção cessa, a lava remanescente na cratera escorre para dentro da chaminé e solidifica-se, e a cratera pode ficar parcialmente preenchida pelos detritos que caem de volta. Quando da ocorrência da próxima erupção, o material pode ser estraçalhado para fora da cratera. Como as paredes de uma cratera têm alta declividade, com o passar do tempo podem desabar ou ser erodidas. Desse modo, o diâmetro de uma cratera pode crescer até tornar-se muitas vezes maior que o da chaminé, e a profundidade pode chegar a centenas de metros. Por exemplo, a cratera do Monte Etna, na Sicília, Itália, atualmente tem mais de 300 m de diâmetro.[8]

**CALDEIRAS** Quando grandes volumes de magma são descarregados de uma grande câmara magmática, ela pode não mais ser capaz de sustentar seu teto. Em tais casos, a estrutura vulcânica sobrejacente pode entrar em colapso de maneira catastrófica, formando uma **caldeira**, isto é, uma grande depressão em forma de bacia, com paredes íngremes, sendo muito maior que a cratera (ver Figura 12.14e). O desenvolvimento da caldeira que forma o Lago da Cratera[9], em Oregon, Estados Unidos, é mostrado na **Figura 12.15**. As caldeiras são feições impressionantes, cujos diâmetros variam de poucos quilômetros até 50 km ou mais. O vulcão de Yellowstone, que é o maior vulcão ativo dos Estados Unidos, tem uma caldeira com área maior do que o Estado americano de Rhode Island.

Após um período de centenas de milhares de anos, novos magmas, ao reentrarem em uma câmara magmática colapsada, podem inflá-la novamente e, com isso, forçar o assoalho da caldeira a formar um novo domo, gerando assim uma *caldeira ressurgente*. O ciclo de erupção, colapso e

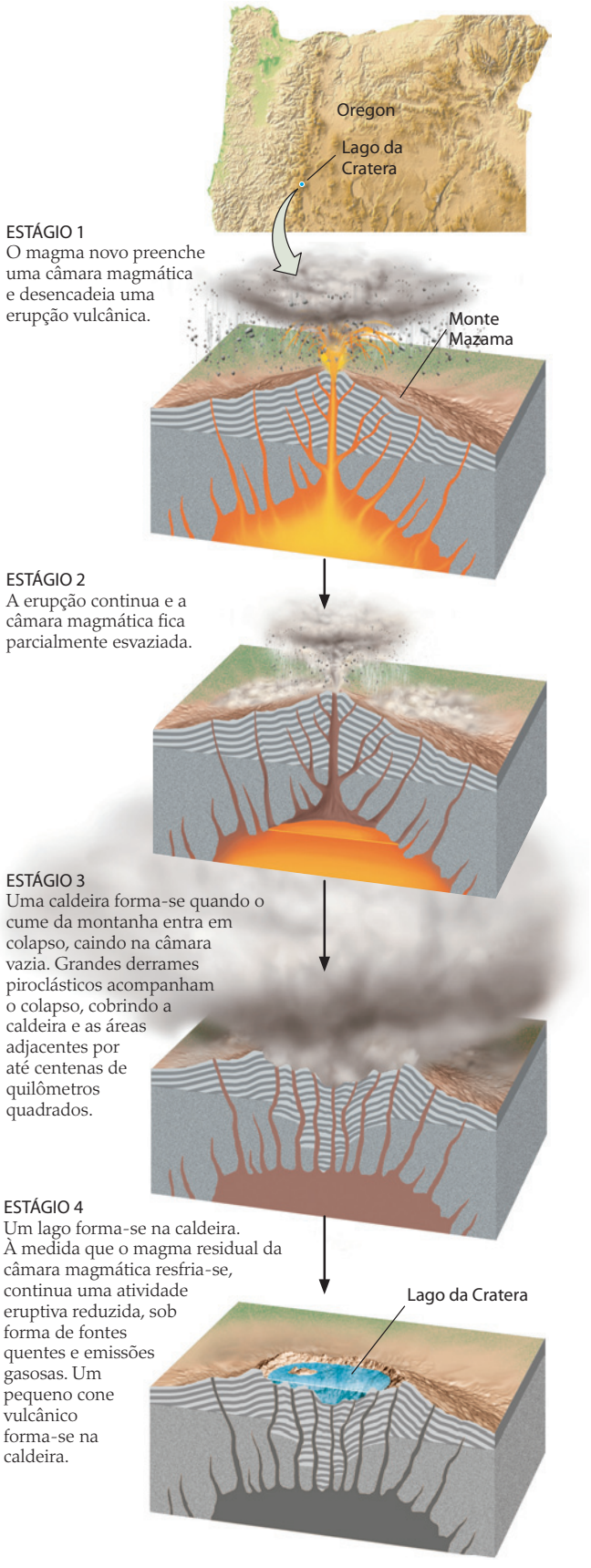



**FIGURA 12.15** ■ Estágios da evolução da caldeira do Lago da Cratera.

ressurgência pode ser repetido durante o tempo geológico. Três vezes nos últimos 2 milhões de anos, o vulcão de Yellowstone entrou em erupção de forma catastrófica, ejetando centenas ou milhares de vezes mais material do que a erupção do Monte Santa Helena em 1980 e depositando cinzas ao longo de grande parte do que hoje é o oeste dos Estados Unidos. Outros exemplos de caldeiras ressurgentes são a de Valles, no Novo México, e a do Vale Comprido[10], na Califórnia, que entraram em erupção pela última vez há cerca de 1,2 milhão e 760 mil anos, respectivamente.

**DIATREMAS** Quando o material quente do interior da Terra escapa de forma explosiva, a chaminé e o canal alimentador abaixo dela frequentemente são preenchidos por uma brecha, à medida que a erupção entra em declínio. A estrutura resultante é um **diatrema**. O Monte Shiprock[11], que lembra uma torre isolada na planície circundante, no Novo México (EUA), é um diatrema exposto pela erosão das rochas sedimentares que um dia ele atravessou. Para os passageiros de avião que cruzam a região, o Monte Shiprock parece um gigantesco arranha-céu negro no meio do deserto vermelho (**Figura 12.16**).

O mecanismo de erupção que produz o diatrema foi reconstituído a partir do registro geológico. Os tipos de minerais e de rochas encontrados em alguns diatremas somente poderiam ter sido formados em grandes profundidades – 100 km, mais ou menos, no manto superior. Os magmas carregados de gases forçam seu caminho até a superfície, fraturando a litosfera e explodindo na atmosfera, onde ejetam gases e fragmentos sólidos da crosta e do manto, às vezes em velocidade supersônica. Tal erupção provavelmente se pareceria com os jatos exaustores de um gigantesco foguete colocado de cabeça para baixo no terreno, expelindo gases e rochas para o ar.

Talvez os diatremas mais exóticos sejam as *chaminés*[12] *kimberlíticas*, cujo nome provém das fabulosas minas de diamante de Kimberley, na África do Sul. O kimberlito é um tipo de peridotito vulcânico – uma rocha forma-

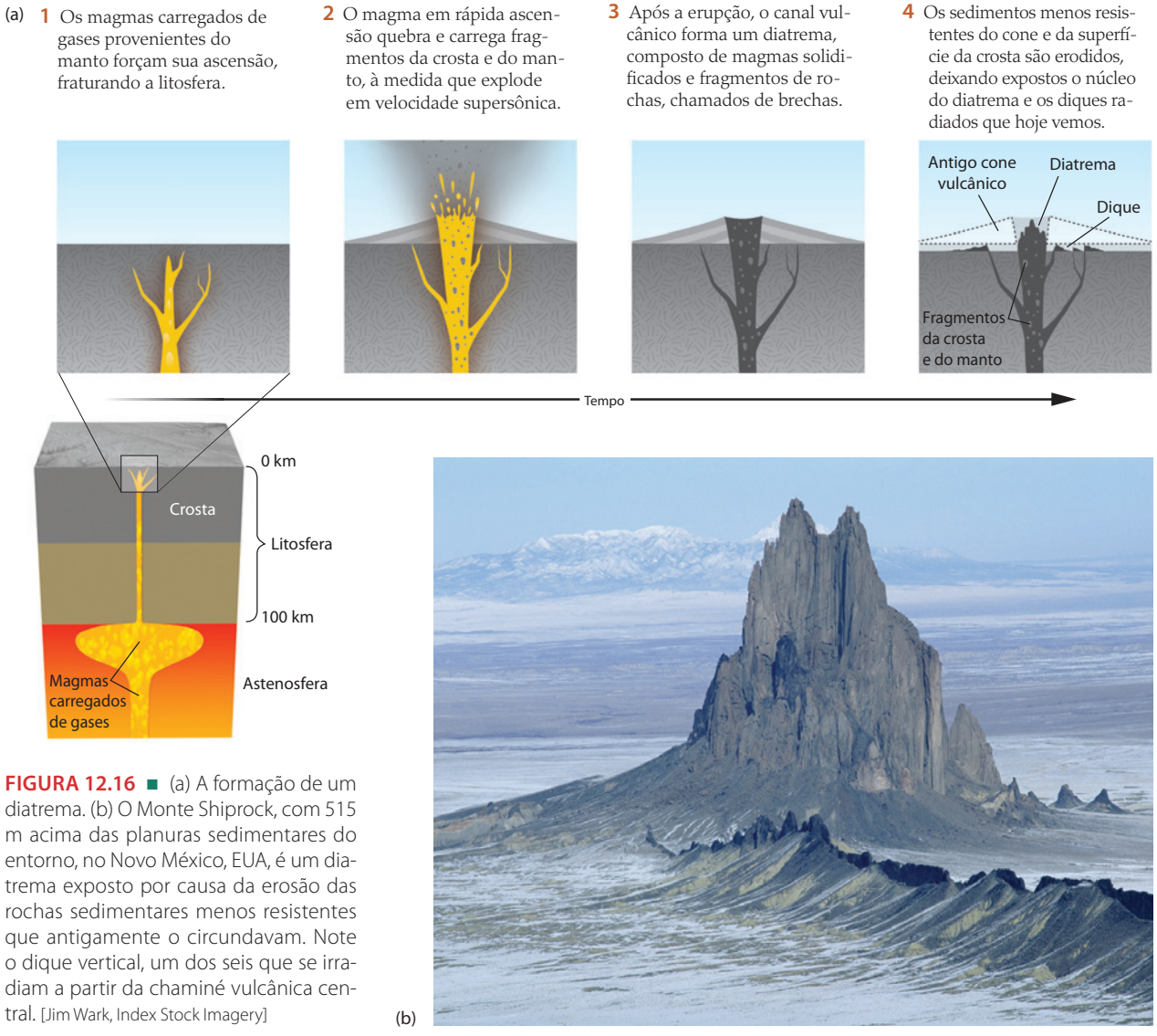



**FIGURA 12.16** ■ (a) A formação de um diatrema. (b) O Monte Shiprock, com 515 m acima das planuras sedimentares do entorno, no Novo México, EUA, é um diatrema exposto por causa da erosão das rochas sedimentares menos resistentes que antigamente o circundavam. Note o dique vertical, um dos seis que se irradiam a partir da chaminé vulcânica central. [Jim Wark, Index Stock Imagery]

**FIGURA 12.17** ■ Uma erupção fissural gera uma "cortina de fogo" em Kilauea, Havaí, em 1992. [U.S. Geological Survey]

da principalmente de olivina. As chaminés kimberlíticas também contêm uma grande variedade de fragmentos mantélicos, incluindo diamantes, que são empurrados para dentro dos magmas quando estes explodem em direção à superfície (ver Figura 10.25). As pressões extremamente altas, necessárias para transformar o carbono no mineral diamante, somente podem ser encontradas em profundidades maiores que 150 km. A partir de estudos detalhados de diamantes e de outros fragmentos mantélicos encontrados em chaminés kimberlíticas, os geólogos conseguiram reconstruir secções do manto, como se tivessem retirado um testemunho de sondagem de uma profundidade de mais de 200 km. Esses estudos fornecem fortes evidências para a teoria de que o manto superior é constituído basicamente de peridotito.

## Erupções fissurais

As maiores erupções vulcânicas não se originam de uma chaminé vulcânica central, mas de grandes fraturas, praticamente verticais, na superfície terrestre, por vezes com dezenas de quilômetros de comprimento (**Figura 12.17**). Tais **erupções fissurais** são o principal estilo de vulcanismo ao longo de dorsais mesoceânicas, onde a nova crosta oceânica é formada. Uma erupção fissural de tamanho moderado ocorreu em 1783 em um segmento da Dorsal Mesoatlântica exposto na Islândia (**Figura 12.18**). Uma fissura de 32 km de comprimento abriu-se e derramou cerca de 12 $km^3$ de basalto, uma quantidade suficiente para cobrir toda a Ilha de Manhattan, em Nova York, até a metade da altura do famoso Edifício Empire State.[13] A erupção também liberou mais de 100 megatoneladas de dióxido de enxofre, criando uma névoa azul venenosa que pairou sobre a Islândia por mais de um ano. As perdas de plantações resultantes fizeram com que três quartos do gado da ilha e um quinto da população morressem de fome. As erupções vulcânicas continuam na Islândia, embora em menor escala.

**DERRAMES BASÁLTICOS (PLANALTOS BASÁLTICOS)** Lavas basálticas muito fluidas que irrompem em fissuras nos continentes podem se espalhar em lençóis sobre o terreno plano. Derrames sucessivos frequentemente acumulam-se em imensos **planaltos basálticos**, em vez de se empilharem sob a forma de um vulcão-escudo, como acontece quando extravasam de uma chaminé. Na América do Norte, uma enorme erupção de derrames basálticos há cerca de 16 milhões de anos soterrou 160.000 $km^2$ de topografia preexistente no que hoje são os Estados de Washington, Oregon e Idaho para formar o Planalto Colúmbia (**Figura 12.19**). Certos derrames individuais tinham mais de 100 m de espessura, e alguns eram tão fluidos que se espalharam por distâncias de mais de 500 km a partir de sua fonte. Desde então, uma paisagem inteiramente diferente, com novos vales fluviais, vem se desenvolvendo no topo da lava que soterrou a antiga superfície. Encontram-se planaltos basálticos em todos os continentes,[14] bem como no assoalho oceânico.

**DEPÓSITOS DE FLUXOS DE CINZA** Erupções de piroclastos em continentes produziram extensas camadas de tufos vulcânicos endurecidos denominados **fluxos de cinza**. O Parque Nacional de Yellowstone, no Estado de Wyoming, foi coberto por alguns derrames de cinza, que soterraram uma sucessão de florestas. Alguns dos maiores depósitos piroclásticos do planeta são os depósitos de fluxos de cinza da Era Mesocenozoica, 45 a 30 milhões de anos atrás, através de fissuras no que atualmente é a Província de Bacias e Cristas Montanhosas do oeste dos Estados Unidos. A quantidade de material liberada durante essa explosão piroclástica foram incríveis 500.000 $km^3$ – o suficiente para cobrir todo o Estado norte-americano de Nevada com uma camada de rocha com espessura aproximada de 2 km! A humanidade nunca presenciou qualquer desses eventos espetaculares.

## Interações entre vulcões e outros geossistemas

Os vulcões são fábricas químicas que produzem gases e materiais sólidos. Os gases dos vulcões têm sido coletados por corajosos vulcanólogos e analisados para que a sua composição seja determinada. O vapor d'água é o principal constituinte do gás vulcânico (70-95%), seguido pelo

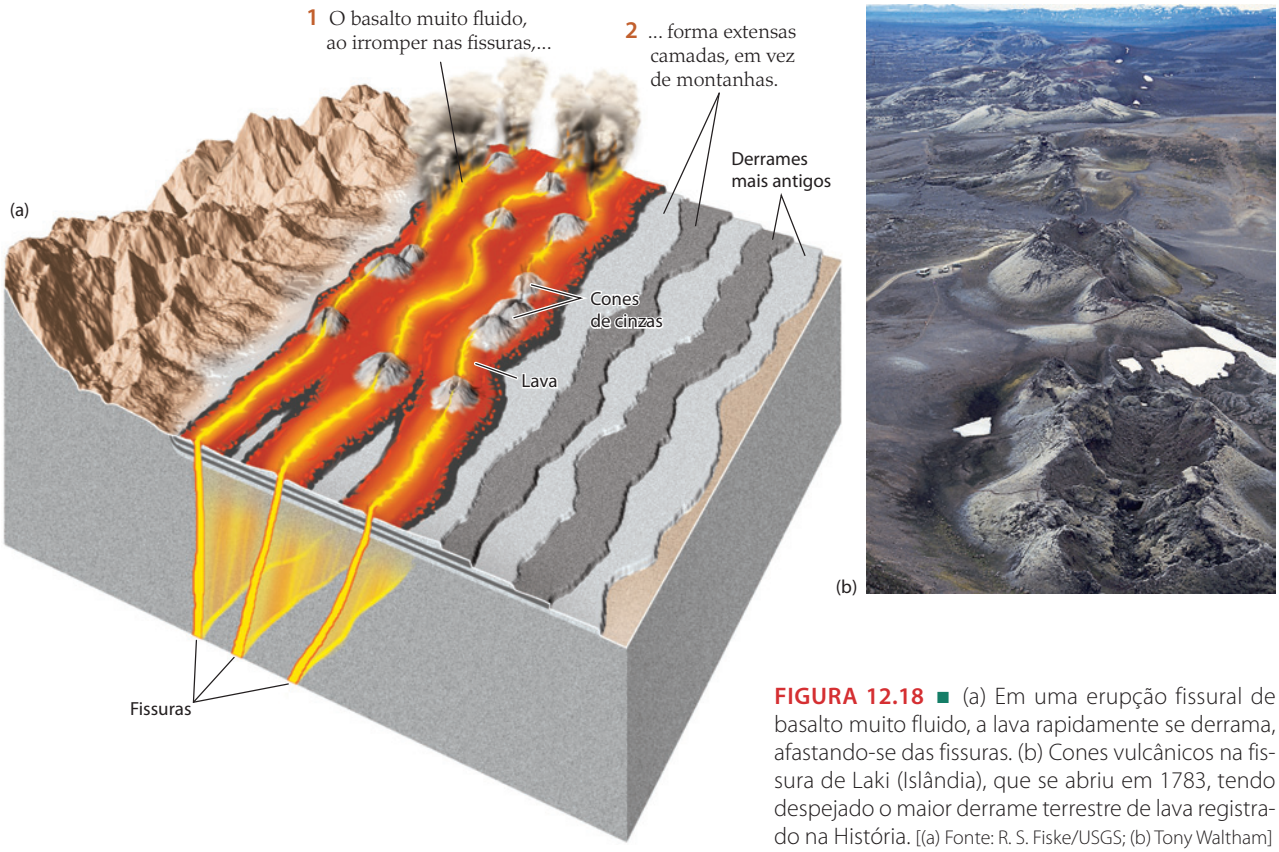



**FIGURA 12.18** ■ (a) Em uma erupção fissural de basalto muito fluido, a lava rapidamente se derrama, afastando-se das fissuras. (b) Cones vulcânicos na fissura de Laki (Islândia), que se abriu em 1783, tendo despejado o maior derrame terrestre de lava registrado na História. [(a) Fonte: R. S. Fiske/USGS; (b) Tony Waltham]

dióxido de carbono, pelo dióxido de enxofre e por traços de nitrogênio, hidrogênio, monóxido de carbono, enxofre e cloro. As erupções podem liberar enormes quantidades desses gases. Uma parte dos gases vulcânicos pode ser proveniente de grandes profundidades da Terra, chegando à superfície pela primeira vez. Outra parte pode ser água subterrânea e água do mar, gases atmosféricos reciclados ou gases que tenham sido aprisionados em rochas geradas em épocas passadas.

Como vimos, os gases vulcânicos liberados na superfície terrestre têm uma série de efeitos sobre os outros geossistemas. Pensa-se que, no decorrer da história inicial da Terra, a emissão de gases vulcânicos tenha formado os oceanos e a atmosfera e que essas emissões continuam a influenciar os componentes do sistema Terra atual. Períodos de intensa atividade vulcânica afetaram o clima terrestre repetidas vezes, e podem ter sido responsáveis por algumas das extinções em massa documentadas no registro geológico.

## O vulcanismo e a hidrosfera

A atividade vulcânica não para quando a lava ou os materiais piroclásticos deixam de fluir. Durante décadas ou, às vezes, por centenas de anos após as grandes erupções, os vulcões continuam a emitir vapor e outros gases por meio de pequenos condutos, chamados de *fumarolas* (**Figura 12.20**). Essas emanações contêm materiais dissolvidos que se precipitam nas superfícies adjacentes à medida que a água evapora ou se resfria, formando vários tipos de depósitos de incrustação, inclusive alguns com minerais valiosos.

As fumarolas são manifestações superficiais da **atividade hidrotermal**, que é a circulação de água através de magmas e rochas vulcânicas quentes. A água subterrânea circulante, ao alcançar os magmas profundos, que retêm o calor por centenas ou milhares de anos, aquece-se e retorna para a superfície sob a forma de fontes quentes ou de gêiseres. Um *gêiser* é uma fonte de água quente que jorra de forma intermitente com grande força, frequentemente acompanhada por um rugido trovejante. O gêiser mais conhecido dos Estados Unidos, o Old Faithful[15], no Parque Nacional de Yellowstone, irrompe em intervalos de aproximadamente 65 minutos, formando um jato de água quente que se eleva até 60 m de altura acima da superfície (**Figura 12.21**). Abordaremos de forma mais detalhada os mecanismos que movem as fontes quentes e os gêiseres no Capítulo 17.

A atividade hidrotermal é especialmente intensa nos centros de expansão das dorsais mesoceânicas, onde enormes volumes de água e de magma entram em contato. As fissuras distensionais permitem que a água do mar circule pela crosta oceânica recém-formada. O calor das rochas vulcânicas quentes e dos magmas que estão nas profundezas propulsiona um vigoroso processo convectivo. Ele puxa a água fria do mar para o interior da crosta, onde ela se aquece em contato com o magma, e, depois,

(a)

(b)

**FIGURA 12.19** ■ (a) O Planalto Colúmbia abrange 160.000 km$^2$ nos Estados norte-americanos de Washington, Oregon e Idaho. (b) Derrames sucessivos de lavas basálticas acumularam-se para construir este imenso planalto, cortado aqui pelo rio Colúmbia. [Dave Schiefelbein]

**FIGURA 12.20** ■ Uma fumarola do vulcão Merapi, na Indonésia, forma depósitos de incrustação sulfurosos. [R. L. Christiansen/USGS]

expele a água quente para o oceano sobrejacente através de chaminés no assoalho do vale em rifte (**Figura 12.22**).

Considerando que são comuns as ocorrências de fontes quentes e gêiseres em geossistemas vulcânicos terrestres, as evidências de atividade hidrotermal intensa em centros de expansão (que geralmente estão submersos pela água) não deveria causar surpresa. Entretanto, os geólogos ficaram impressionados quando descobriram a intensidade da convecção e as consequências químicas e biológicas que ocorrem na Terra por sua causa. As

**FIGURA 12.21** ■ O gêiser Old Faithful, no Parque Nacional de Yellowstone (EUA), irrompe regularmente a intervalos de 65 minutos. [Simon Fraser/SPL/ Photo Researchers]

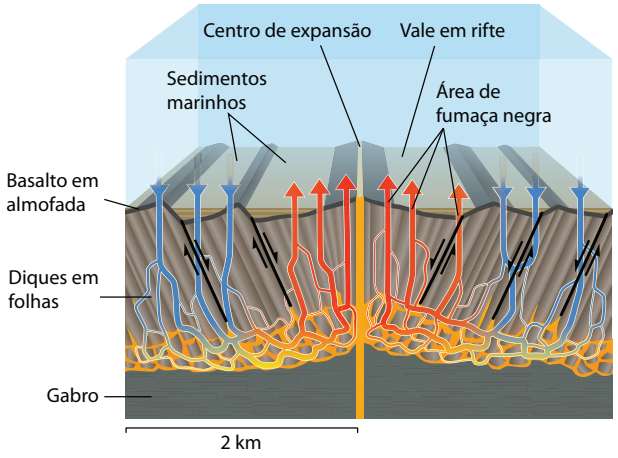



**FIGURA 12.22** ■ Próximo a centros de expansão, a água do mar circula pela crosta oceânica, é aquecida pelo magma e injetada novamente no oceano, formando chaminés pretas[16] e depositando minerais no assoalho oceânico.

manifestações mais espetaculares desse processo foram primeiramente encontradas no Oceano Pacífico oriental em 1977. Observaram-se plumas de água quente, saturada de elementos químicos, com temperaturas chegando a 350°C, jorrando por condutos hidrotermais na crista da Dorsal do Pacífico Oriental, onde o volume de fluido circulante é muito alto (ver Figura 11.15). Os geólogos marinhos estimaram que um volume de fluido equivalente a toda a água dos oceanos circule pelas fraturas e condutos dos centros de expansão a cada 10 milhões de anos.

Os cientistas também perceberam que as interações hidrosfera-litosfera, em centros de expansão, afetam profundamente a geologia, a química e a biologia dos oceanos:

- A criação de nova litosfera responde por quase 60% da energia que flui do interior da Terra. A água do mar em circulação resfria a nova litosfera com muita eficiência e, dessa forma, desempenha um papel importante no processo pelo qual o calor interno da Terra é transferido para fora.
- A atividade hidrotermal lixivia metais e outros elementos da nova crosta, introduzindo-os nos oceanos. Esses elementos influenciam tanto as características químicas da água do mar quanto os componentes minerais levados por todos os rios do mundo para os oceanos.
- Os minerais metálicos precipitam-se a partir da água do mar circulante, formando minérios de zinco, cobre e ferro nas partes mais rasas da crosta oceânica. O minério forma-se quando a água do mar infiltra-se nas rochas vulcânicas porosas, aquece-se e lixivia esses elementos da nova crosta. Quando essa água quente, enriquecida em minerais dissolvidos, ascende e entra de novo no oceano frio, precipitam-se os minerais que vão formar os minérios.

A energia hidrotermal e os nutrientes da água do mar circulante alimentam colônias incomuns de estranhos organismos cuja energia vem do interior da Terra e não da luz do Sol (ver Figura 11.15). Hipertermófilos quimioautótrofos semelhantes aos que povoam as fontes quentes na terra formam a base dos ecossistemas complexos, que fornecem o alimento para as conchas gigantes e para os poliquetas com vários metros de comprimento. Alguns cientistas acreditam que a vida na Terra tenha começado nos energéticos e quimicamente ricos ambientes dos condutos hidrotermais (ver Capítulo 11).

## O vulcanismo e a atmosfera

O vulcanismo na litosfera afeta o tempo e o clima pela alteração da composição e das propriedades da atmosfera. Grandes erupções podem injetar gases sulfurosos na atmosfera a dezenas de quilômetros acima da Terra. Por meio de várias reações químicas, os gases formam um aerossol (uma fina névoa em suspensão no ar) que representa dezenas de milhões de toneladas de ácido sulfúrico. Esse aerossol pode bloquear a radiação solar, impedindo que uma parte dela chegue à superfície, e, dessa forma, rebaixando as temperaturas globais durante um ou dois anos. A erupção do Monte Pinatubo, uma das maiores erupções explosivas do século XX, causou um esfriamento global de pelo menos 0,5°C em 1992. (As emissões de cloro do Pinatubo também apressaram a perda de ozônio na atmosfera, o escudo que protege a biosfera da radiação ultravioleta do Sol.)

Os detritos jogados na atmosfera durante a erupção de 1815 do Monte Tambora, na Indonésia, causaram resfriamento ainda maior. No ano seguinte, o Hemisfério Norte passou por um verão muito frio; segundo um diário de um habitante de Vermont: "nenhum mês se passou sem uma geada, nem sem neve". A queda na temperatura e a precipitação de cinza causaram ampla quebra nas safras. Como resultado, mais de 90 mil pessoas pereceram naquele "ano sem verão". Esse terrível ano inspirou o triste poema "Escuridão", de Lord Byron:

*Eu tive um sonho, que não foi apenas um sonho.*
*O sol brilhante se extinguiu e as estrelas*
*Perambulavam escurecidas no espaço eterno,*
*Sem raios e sem rumo; e a Terra gelada*
*Orbitava cega e obscurecida no ar sem Lua;*
*As manhãs chegaram e se foram –*
*E chegaram sem trazer o dia.*
*E os homens esqueceram suas paixões no pavor*
*dessa desolação que se lhes abateu; e todos os corações*
*Gelaram numa prece egoísta por luz.*[17]

## O padrão global do vulcanismo

Antes do advento da teoria da tectônica de placas, os geólogos constataram a existência de uma concentração de vulcões ao longo da orla do Oceano Pacífico e apelidaram-na de Cinturão de Fogo (ver Figura 2.6). A explicação do Cinturão de Fogo em termos da subducção de placas foi um dos grandes sucessos da nova teoria. Nesta seção, mostraremos como a tectônica de placas pode explicar to-

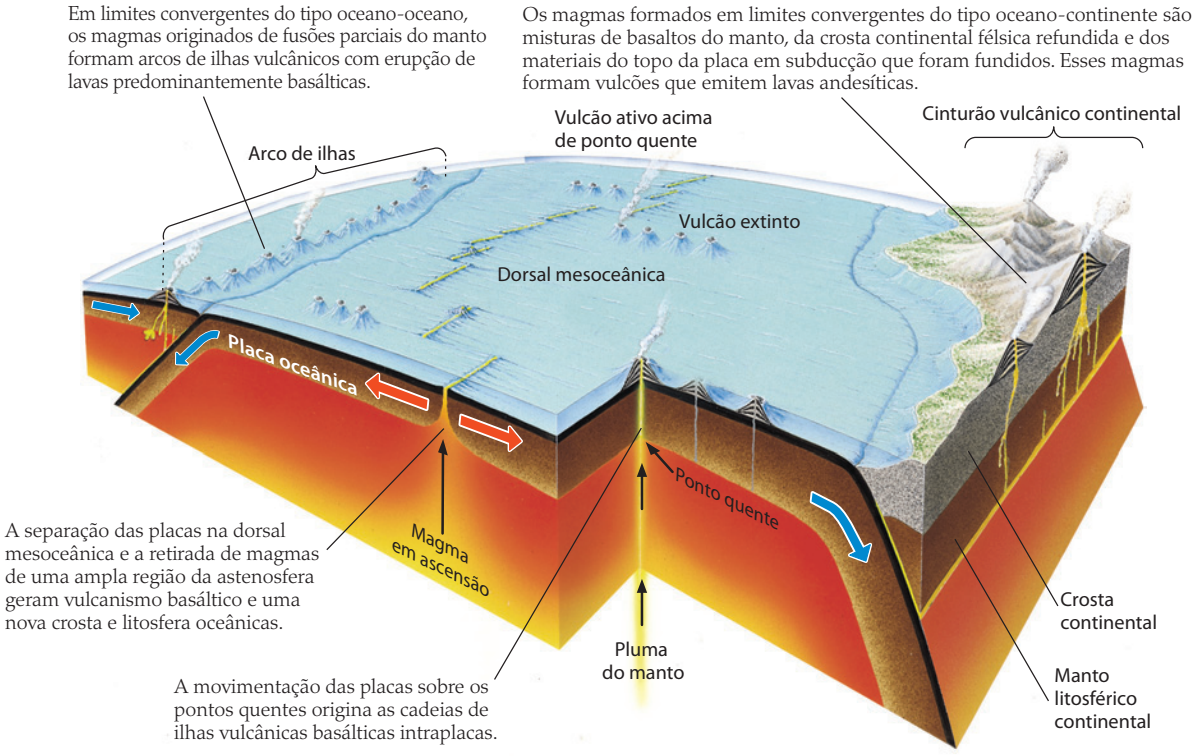



**FIGURA 12.23** ■ O padrão global do vulcanismo pode ser explicado pela tectônica de placas.

das as principais características do padrão global do vulcanismo (**Figura 12.23**).

A **Figura 12.24** mostra a localização dos vulcões ativos no mundo, sejam eles terrestres ou marinhos, que se encontram acima do nível do mar. Cerca de 80% estão em limites convergentes de placas, 15% em limites divergentes e os poucos restantes, no interior das placas. Entretanto, existem muito mais vulcões ativos que aqueles representados na figura. A maior parte da lava que irrompe na superfície terrestre é proveniente de erupções submarinas, localizadas nos centros de expansão das dorsais mesoceânicas.

## O vulcanismo nos centros de expansão

Como vimos, enormes volumes de lava basáltica irrompem continuamente ao longo da rede global de dorsais mesoceânicas – o suficiente para criar todo o atual fundo oceânico. Essa "fábrica crustal" está sob um vale em rifte e tem dimensões da ordem de poucos quilômetros de largura e de profundidade, estendendo-se ao longo de milhares de quilômetros de dorsais mesoceânicas (ver Figura 12.23). Os magmas irrompidos são formados por meio da fusão do manto peridotítico causada por descompressão, conforme discutido no Capítulo 4.

Os limites divergentes compreendem segmentos de dorsal mesoceânica deslocados em um padrão de zigue-zague por falhas transformantes (ver Figura 2.7). O mapeamento geológico detalhado do assoalho oceânico revelou que os segmentos das dorsais podem, eles próprios, ser bastante complexos. Eles são frequentemente compostos por centros de expansão mais curtos e paralelos, que são deslocados por alguns quilômetros e podem ter partes sobrepostas. Cada um desses centros de expansão é um "vulcão axial" que extravasa lava basáltica em taxas variáveis ao longo de seu comprimento. Os basaltos de vulcões axiais próximos geralmente mostram pequenas diferenças geoquímicas, indicando que esses vulcões têm sistemas separados de dutos.

## Vulcanismo em zonas de subducção

Uma das feições mais impressionantes das zonas de subducção é a cadeia de vulcões paralela ao limite convergente. Essa cadeia de vulcões posiciona-se sempre na placa que está acima da porção mergulhante da litosfera oceânica, independentemente da sua constituição, que pode ser tanto oceânica como continental (ver Figura 12.23). Os magmas que alimentam os vulcões de zonas de subducção formam-se por meio de fusão induzida por fluidos (ver Capítulo 4) e mostram maior variedade composicional que os basaltos formados nas dorsais mesoceânicas. A composição dessas lavas varia de máfica a félsica – isto é, de basaltos a riólitos – embora composições intermediárias (andesíticas) sejam as mais comuns observadas em terra.

Onde a convergência é oceânica, os vulcões de zonas de subducção formam arcos de ilhas vulcânicas, como as ilhas Aleutas do Alasca e as Marianas do Pacífico ocidental. Onde a litosfera oceânica sofre subducção sob um continente, os vulcões e as rochas vulcânicas coalescem

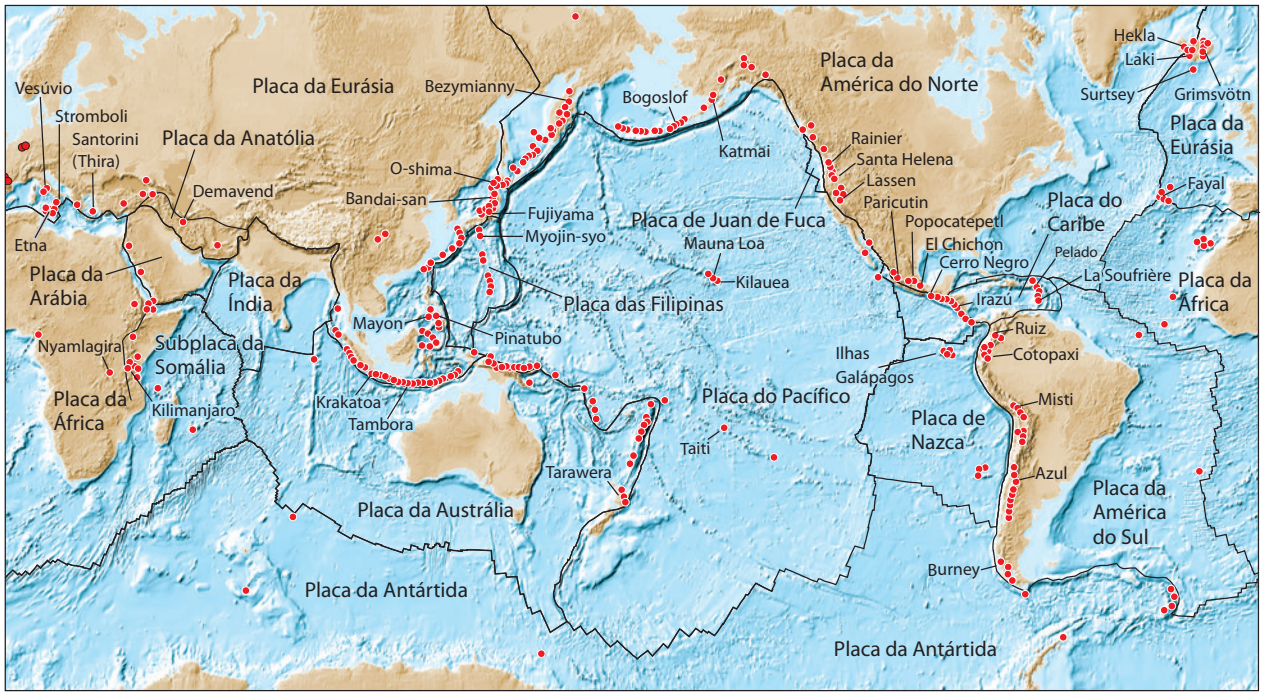



**FIGURA 12.24** ■ Os vulcões ativos do mundo cujas chaminés localizam-se em terra ou acima do nível do mar estão representados neste mapa por pontos vermelhos. As linhas pretas representam os limites de placas. Neste mapa não estão representadas as inúmeras chaminés do sistema de dorsais mesoceânicas abaixo da superfície oceânica.

para formar um cinturão de montanhas vulcânicas em terra, como os Andes, que marcam a subducção da Placa de Nazca oceânica sob a porção continental da Placa da América do Sul.

O terreno japonês é um exemplo excelente do complexo arranjo de rochas intrusivas e extrusivas que se desenvolveu ao longo de muitos milhões de anos em uma zona de subducção. Nesse pequeno país, encontram-se todos os tipos de rochas extrusivas de diversas idades, misturadas com intrusivas máficas e intermediárias, rochas vulcânicas metamorfizadas e rochas sedimentares formadas a partir da erosão de rochas ígneas. A erosão de todo esse conjunto de rochas contribuiu para formar as singulares paisagens retratadas em tantas pinturas japonesas clássicas e modernas.

## Vulcanismo intraplaca: a hipótese da pluma mantélica

A fusão por descompressão explica o vulcanismo nos centros de dispersão, e a fusão induzida por fluidos esclarece o vulcanismo que ocorre acima das zonas de subducção. Mas como a teoria da tectônica de placas pode explicar o *vulcanismo intraplaca*, ou seja, os vulcões que estão longe dos limites de placas? Os geólogos encontraram uma pista nas idades desses vulcões.

**PONTOS QUENTES E PLUMAS DO MANTO** Considere as ilhas havaianas, no meio da Placa do Pacífico. Essa cadeia de ilhas começa com os vulcões ativos da ilha do Havaí e continua para noroeste como um cordão de montanhas e de cadeias vulcânicas submersas, progressivamente mais antigas, extintas e erodidas. Em contraste com as dorsais mesoceânicas, que são sismicamente ativas, a cadeia havaiana não é marcada pela frequência de grandes terremotos (exceto próximo ao centro vulcânico), constituindo essencialmente uma *cadeia assísmica* (isto é, sem terremotos). Vulcões ativos no início de cadeias assísmicas progressivamente mais antigas podem ser encontrados em outros locais do Pacífico e em outras grandes bacias oceânicas. Os vulcões ativos do Taiti, no extremo sudeste das Ilhas Sociedade, e as Ilhas Galápagos, no limite norte da cadeia assísmica de Nazca, são dois exemplos (ver Figura 12.24).

Quando o padrão geral de movimentos das placas foi definido, os geólogos puderam demonstrar que essas cadeias assísmicas se pareciam com os alinhamentos de vulcões que se formam nas placas. Tais alinhamentos originam-se quando as placas se movimentam sobre os **pontos quentes** que se encontram em posições fixas, como se fossem tochas ancoradas no manto terrestre (**Figura 12.25**). Com base nessas evidências, foi formulada a hipótese de que os pontos quentes eram manifestações vulcânicas de material sólido quente, que ascende em jatos estreitos e cilíndricos de locais profundos do manto (talvez do limite núcleo-manto), chamados de **plumas do manto**. Segundo a hipótese das plumas do manto, quando os peridotitos trazidos em uma pluma do man-

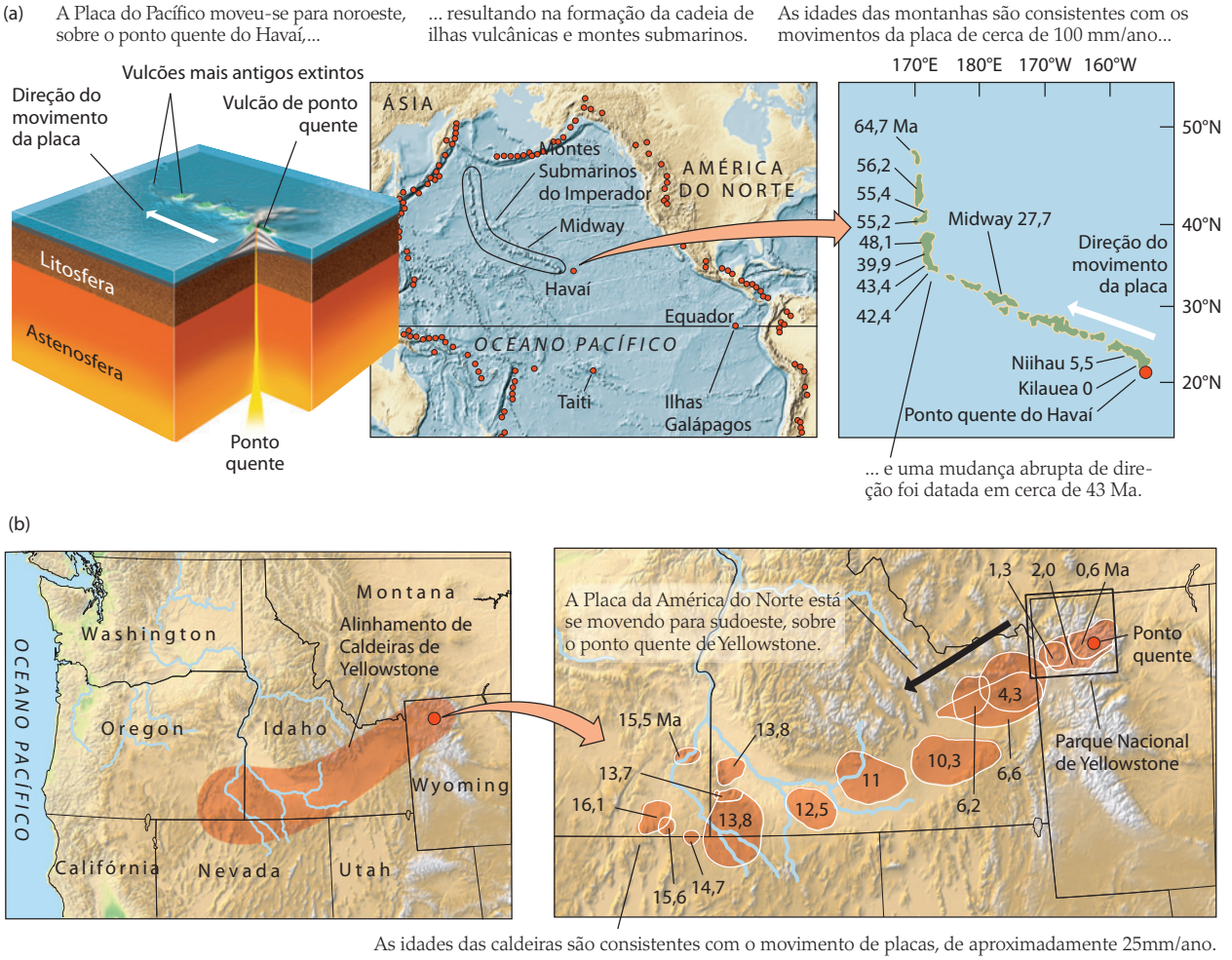



**FIGURA 12.25** ■ O movimento da placa gera um alinhamento de vulcões progressivamente mais antigos. (a) A cadeia de vulcões das ilhas havaianas e seu prolongamento em direção ao noroeste do Pacífico (os Montes Submarinos do Imperador) mostram a tendência de os vulcões serem progressivamente mais antigos em direção ao noroeste. (b) Uma cadeia de caldeiras progressivamente mais antigas marca o movimento da Placa da América do Norte sobre um ponto quente continental durante os últimos 16 milhões de anos. (Ma, milhões de anos atrás.) [Wheeling Jesuit University/NASA Classroom of the Future]

to chegam a regiões menos profundas, onde as pressões são mais baixas, eles começam a fundir-se, produzindo magma basáltico. O magma penetra na litosfera e pode irromper na superfície. A posição que a placa está ocupando sobre o ponto quente é marcada por um vulcão ativo, que se torna inativo à medida que a placa se afasta do ponto quente. Assim, o movimento da placa origina um alinhamento de vulcões extintos e progressivamente mais antigos. Como é mostrado na Figura 12.25a, as ilhas havaianas ajustam-se muito bem a esse padrão, sendo possível determinar que a velocidade com que a Placa do Pacífico se movimenta sobre o ponto quente do Havaí é de cerca de 100 mm/ano.

Alguns aspectos do vulcanismo intraplaca nos continentes foram também explicados com a utilização da hipótese das plumas do manto. A moderna Caldeira de Yellowstone, que tem somente 630 mil anos de idade, ainda está vulcanicamente ativa, com gêiseres, fontes de água em ebulição, soerguimento e terremotos. Ela é o membro mais jovem de um alinhamento de uma sequência de caldeiras cada vez mais antigas, agora extintas, que supostamente marcam o movimento da Placa da América do Norte sobre o ponto quente de Yellowstone (Figura 12.25b). O membro mais antigo desse alinhamento, que é uma área vulcânica no Estado de Oregon, sofreu erupção há cerca de 16 milhões de anos, produzindo alguns dos planaltos basálticos do Planalto Colúmbia. Um simples cálculo indica que a Placa da América do Norte moveu-se sobre o ponto quente de Yellowstone para o sudoeste a uma taxa de cerca de 25 mm/ano durante os últimos 16 milhões de anos. Levando em consideração os movimentos relativos das placas

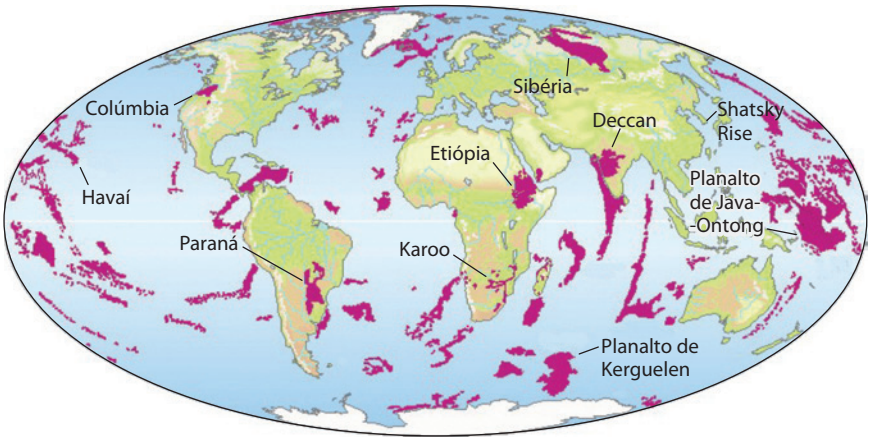



**FIGURA 12.26** ■ A distribuição global das grandes províncias ígneas continentais e das bacias oceânicas. Essas províncias são marcadas por grandes derramamentos de magmas basálticos. [Fonte: M. Coffin and O. Eldholm, *Reviews of Geophysics* 32 (1994): 1–36, Figure 1.]

do Pacífico e da América do Norte, essa velocidade e essa direção são consistentes com os movimentos das placas inferidos a partir do Havaí.

Partindo do princípio de que os pontos quentes são ancorados por plumas que ascendem desde regiões profundas do manto, os geólogos podem usar a distribuição mundial dos alinhamentos de rochas vulcânicas para calcular quanto o sistema global das placas está se movendo em relação às partes profundas do manto. Os resultados são algumas vezes chamados de "movimentos absolutos das placas tectônicas", para distingui-los dos movimentos relativos entre as placas. Os movimentos absolutos das placas, derivados do estudo das rochas vulcânicas, em alinhamentos devidos a pontos quentes ajudaram os geólogos a entender quais forças estão movendo as placas. As placas cujos limites entram em subducção ao longo de grandes extensões movem-se rapidamente em relação aos pontos quentes. É o caso das placas do Pacífico, de Nazca, de Coccos e da Índia-Austrália. Enquanto isso, placas cuja subducção acontece em áreas restritas, como as placas da Eurásia e da África, movem-se lentamente. Essa observação dá sustentação à hipótese de que o impulso gravitacional provocado pelo mergulho das placas densas é importante para movimentá-las (ver Capítulo 2).

O uso de alinhamentos de pontos quentes para reconstruir a história dos movimentos das placas funciona razoavelmente bem para os movimentos recentes das placas. Quando se trata de períodos mais longos, entretanto, vários problemas surgem. Por exemplo, de acordo com a hipótese de que os pontos quentes são fixos, a curvatura abrupta da cadeia assísmica do Havaí (no local em que ela passa a ser chamada de Montes Submarinos do Imperador, ver Figura 12.25a), há 43 milhões de anos, deveria coincidir com uma mudança abrupta na direção de movimento da Placa do Pacífico. Entretanto, nenhum sinal dessa mudança de direção pode ser encontrado nas isócronas magnéticas, o que levou alguns geólogos a questionar a hipótese de que os pontos quentes são fixos. Outros sugeriram que, no manto em convecção, as plumas não permaneceriam em posições fixas entre si, mas poderiam estar à deriva em correntes de convecção de direções variáveis.

Quase todos os geólogos aceitam a ideia de que o vulcanismo dos pontos quentes é causado por algum tipo de subida de material do manto que está abaixo das placas. Entretanto, a hipótese das plumas do manto, segundo a qual essas subidas de material seriam condutos estreitos de material em ascensão a partir do manto profundo, ainda é controversa. Mais controversa ainda é a ideia de que as plumas são responsáveis pelos grandes extravasamentos de derrames de basaltos e por outras grandes províncias ígneas.

**AS GRANDES PROVÍNCIAS ÍGNEAS** A origem das erupções fissurais nos continentes – como aquelas que formaram o Planalto Colúmbia e também os grandes planaltos de derrames que existem no Brasil e no Paraguai, na Índia e na Sibéria – é um grande quebra-cabeça. O registro geológico mostra que imensas quantidades de lavas, chegando a milhões de quilômetros cúbicos, podem ser liberadas em um curto período de 1 milhão de anos.

Os basaltos de platô não ocorrem exclusivamente em continentes: eles também formam grandes planaltos oceânicos, como o Planalto de Java-Ontong, a norte da ilha da Nova Guiné, e grandes partes do Planalto de Kerguelen, no Oceano Índico ocidental. Essas feições constituem exemplos do que os geólogos chamam de **grandes províncias ígneas** (**Figura 12.26**). Elas são definidas como grandes volumes de rochas máficas extrusivas e de rochas intrusivas, predominantemente, cujas origens estão ligadas a processos outros que não os da expansão normal do assoalho oceânico. As grandes províncias ígneas são constituídas de basaltos de planaltos continentais e rochas intrusivas associadas, de basaltos de planaltos de bacias oceânicas e de cadeias assísmicas dos pontos quentes.

A erupção fissural que cobriu grande parte da Sibéria com lava basáltica é especialmente interessante porque ocorreu na mesma época em que houve a maior extinção de espécies do registro geológico, no fim do Período Permiano, há cerca de 251 milhões de anos (ver Capítulo 11). Alguns geólogos pensam que a erupção causou a extinção

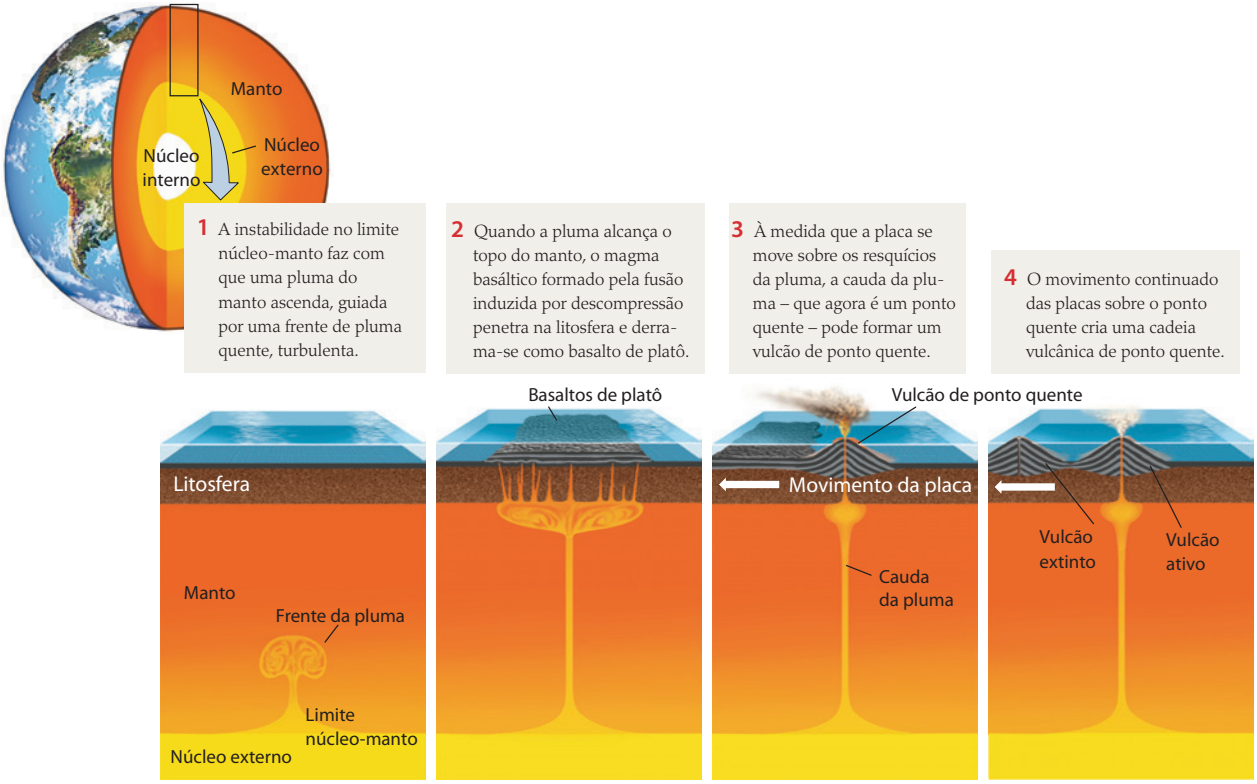



**FIGURA 12.27** ■ Um modelo especulativo para a formação de derrames de basalto e outras províncias ígneas grandes. Uma nova pluma ascende do limite núcleo-manto, originando uma frente de pluma quente e turbulenta. Quando a frente de pluma alcança o topo do manto, ela achata-se, gerando um imenso volume de magma basáltico, o qual irrompe como derrames de basalto.

em massa, talvez pela poluição da atmosfera com gases vulcânicos que desencadearam uma grande mudança climática (ver Prática de Geologia).

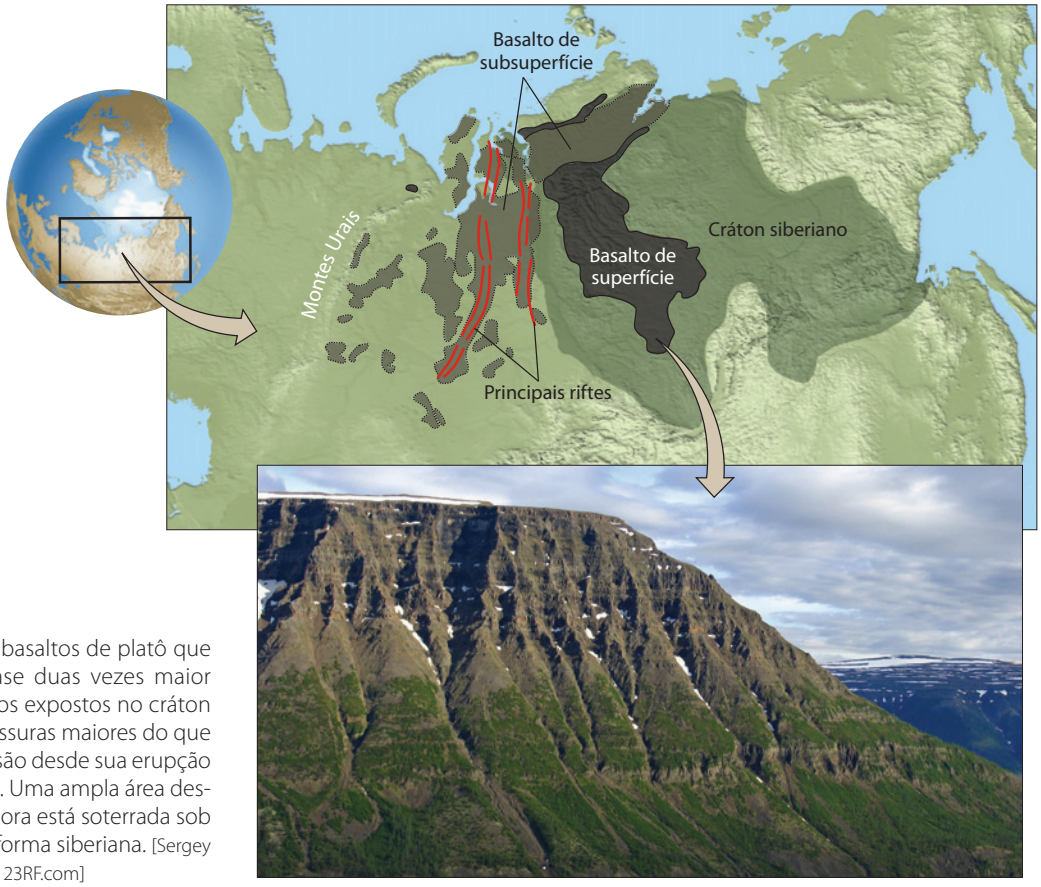
Muitos geólogos acreditam que as grandes províncias magmáticas foram criadas em pontos quentes, por plumas do manto. Entretanto, a quantidade de lava que se forma no Havaí, o ponto quente mais ativo do mundo na atualidade, é insignificante quando comparada aos enormes derramamentos das erupções fissurais. O que explica esses episódios eruptivos atípicos de magma basáltico do manto? Alguns geólogos especulam que eles ocorrem quando uma nova pluma ascende do limite núcleo-manto. De acordo com essa hipótese, um grande bulbo de material quente e turbulento – uma "frente de pluma" – abre o caminho. Quando essa frente de pluma chega ao topo do manto, gera uma grande quantidade de magma por um processo de fusão por descompressão, o qual entra em erupção como gigantescos derrames basálticos (**Figura 12.27**). Essa hipótese é contestada por outros pesquisadores, que argumentam que os basaltos de platô parecem geralmente estar associados a zonas de fraqueza preexistentes nas placas continentais – sugerindo que os magmas são gerados por processos convectivos localizados no manto superior. Descobrir as origens das grandes províncias ígneas é uma das mais empolgantes áreas de pesquisas correntes em Geologia.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Os *traps* siberianos são prova irrefutável da extinção em massa?

A extinção em massa no fim do Período Permiano, datada há 251 milhões de anos, marca a transição da Era Paleozoica para a Mesozoica, conforme descrito no Capítulo 8. Os basaltos de platô da Sibéria – produto da maior erupção vulcânica continental do Éon Fanerozoico – também foram datadas há 251 milhões de anos. Será apenas uma coincidência, ou a erupção dos basaltos de platô foi responsável pela extinção em massa do fim do Permiano?

Primeiro, vamos considerar o tamanho e a taxa da erupção siberiana. O mapeamento geológico desses basaltos de platô, chamados de *traps* siberianos, mostra que, um dia, eles se estenderam ao longo de grande parte da plataforma e do cráton siberianos, abrangendo uma área de mais de 4 milhões de quilômetros quadrados. Embora muito já tenha sido erodido ou soterrado sob sedimentos mais novos, o volume total dos basaltos deve ter originalmente ultrapassado 2 milhões de quilômetros cúbicos e pode mesmo ter atingido 4 milhões de quilômetros cúbicos. A data-




Os *traps* siberianos são basaltos de platô que cobrem uma área quase duas vezes maior que o Alasca. Os basaltos expostos no cráton siberiano atingem espessuras maiores do que 6 km e sofrem forte erosão desde sua erupção há 251 milhões de anos. Uma ampla área desses basaltos de platô agora está soterrada sob os sedimentos da plataforma siberiana. [Sergey Anatolievich Pristyazhnyuk/123RF.com]

ção isotópica indica que os basaltos foram extrudados por um período de aproximadamente 1 milhão de anos, o que implica uma taxa média de erupção de 2 a 4 $km^3$/ano.

Para ter uma ideia de como essa taxa é alta, podemos compará-la ao vulcanismo de limites de placas com divergência rápida. Basalto suficiente é extrudado ao longo de dorsais mesoceânicas para formar toda a crosta oceânica, portanto a taxa de produção da expansão do assoalho oceânico é dada pela fórmula

$$\text{taxa de produção} = \text{taxa de expansão} \times \text{espessura crustal} \times \text{comprimento da dorsal}$$

A expansão mais rápida que vemos atualmente é ao longo da Dorsal do Pacífico Oriental próximo ao equador, onde a Placa do Pacífico está se separando da Placa de Nazca a uma taxa média de cerca de 140 mm/ano, ou $1{,}4 \times 10^{-4}$ km/ano (ver Figura 2.7), criando uma crosta basáltica com espessura média de 7 km. O comprimento do limite entre as placas do Pacífico e de Nazca é de aproximadamente 3.600 km, então a taxa de produção ao longo desse centro de expansão é

$$1{,}4 \times 10^{-4}\ \text{km/ano} \times 7\ \text{km} \times 3.600\ \text{km} = 3{,}5\ \text{km}^3\text{/ano}$$

A partir desse cálculo, vemos que a erupção siberiana produziu basalto a uma taxa comparável à de todo o limite entre as placas do Pacífico e de Nazca, que é atualmente a maior fábrica de magma da Terra!

Você pode navegar pela superfície do mar tropical sobre o limite entre as placas do Pacífico e de Nazca sem estar ciente da atividade magmática que ocorre nas profundezas. A maior parte do magma gerado pela expansão do assoalho oceânico solidifica-se na forma de intrusões ígneas para formar os diques basálticos e os gigantescos gabros da crosta oceânica (ver Figura 4.15). Os basaltos que são extrudados no assoalho oceânico são rapidamente resfriados pela água do mar para produzir lavas em almofada, e os gases que são emitidos dissolvem-se no oceano.

Mas se você fosse visitar a Sibéria há cerca de 251 milhões de anos, provavelmente não ficaria tão confortável. Os basaltos siberianos sofreram erupção diretamente na superfície terrestre através de fissuras na crosta continental, inundando milhões de quilômetros cúbicos. Essa extrusão excepcionalmente rápida de lavas teria gerado enormes depósitos piroclásticos – muito mais do que erupções típicas de basaltos de platô, como as do Planalto Colúmbia – e também teria descarregado volumes maciços de cinzas e gases, inclusive dióxido de carbono e metano, na atmosfera. Tal erupção

poderia ter desencadeado mudanças no clima da Terra de uma magnitude que poderia ter levado à extinção em massa do fim do Permiano, na qual 95% das espécies vivas na época foram inteiramente exterminadas (ver Capítulo 11).

Alguns geólogos vêm argumentando há anos que a extinção em massa do fim do Permiano foi resultado desse intenso vulcanismo siberiano, possivelmente causado pela chegada súbita de uma "frente de pluma" na superfície terrestre (ver Figura 12.27). Outros optaram por hipóteses alternativas, como um impacto de meteorito ou uma liberação súbita de gases do oceano. No entanto, a datação isotópica recente com técnicas aprimoradas demonstrou que o vulcanismo siberiano ocorreu imediatamente antes ou durante a extinção em massa do fim do Permiano. A descoberta de que esses eventos extremos coincidem de modo tão exato convenceu muito mais geólogos de que os *traps* siberianos são a "prova irrefutável" por trás do maior extermínio de espécies da história da Terra.

***PROBLEMA EXTRA:*** A Ilha Grande do Havaí, que tem um volume total de rochas de aproximadamente 100.000 $km^3$, formou-se por uma série de erupções basálticas ao longo do último milhão de anos. Calcule a taxa de produção dos basaltos havaianos e compare-a com a dos *traps* siberianos. Que comprimento do limite entre as placas Pacífica e de Nazca produz basalto a uma taxa equivalente à do ponto quente havaiano?

## O vulcanismo e a atividade humana

As grandes erupções vulcânicas não são somente um assunto de interesse acadêmico para geólogos. Assim como muitos outros fenômenos geológicos, elas têm uma série de efeitos sobre a sociedade humana e são um significativo desastre natural para a vida e propriedade humanas, que devemos entender para minimizar os riscos que apresentam. Porém, em um mundo de consumo humano crescente, também devemos entender e apreciar os benefícios que nos oferecem na forma de recursos minerais, solos férteis e energia.

### Riscos vulcânicos

As erupções vulcânicas têm um lugar proeminente na história e mitologia humanas. O mito do continente perdido de Atlântida pode ter sua fonte na explosão de Thira[18], uma ilha vulcânica no Mar Egeu (também conhecida como Santorini). A erupção, datada em 1623 a.C., formou uma caldeira cujos eixos medem 7 km por 10 km, hoje visível como uma laguna de, aproximadamente, 500 m de profundidade e com dois pequenos vulcões ativos no centro. Os detritos vulcânicos e os tsunâmis resultantes destruíram dezenas de localidades costeiras de grande parte do Mediterrâneo Oriental. Alguns cientistas atribuíram o misterioso desaparecimento da civilização cretense[19] a esse antigo cataclismo.

Dos cerca de 500 a 600 vulcões ativos da Terra, um entre cada seis já ceifou vidas humanas. Só nos últimos 500 anos, mais de 250 mil pessoas foram mortas por erupções vulcânicas (**Figura 12.28a**). Os vulcões podem matar pessoas e danificar propriedades de várias formas, algumas das quais são listadas na Figura 12.28b e exibidas na **Figura 12.29**. Já mencionamos alguns desses riscos, inclusive derrames piroclásticos e tsunâmis. Diversos outros riscos vulcânicos são de particular interesse.

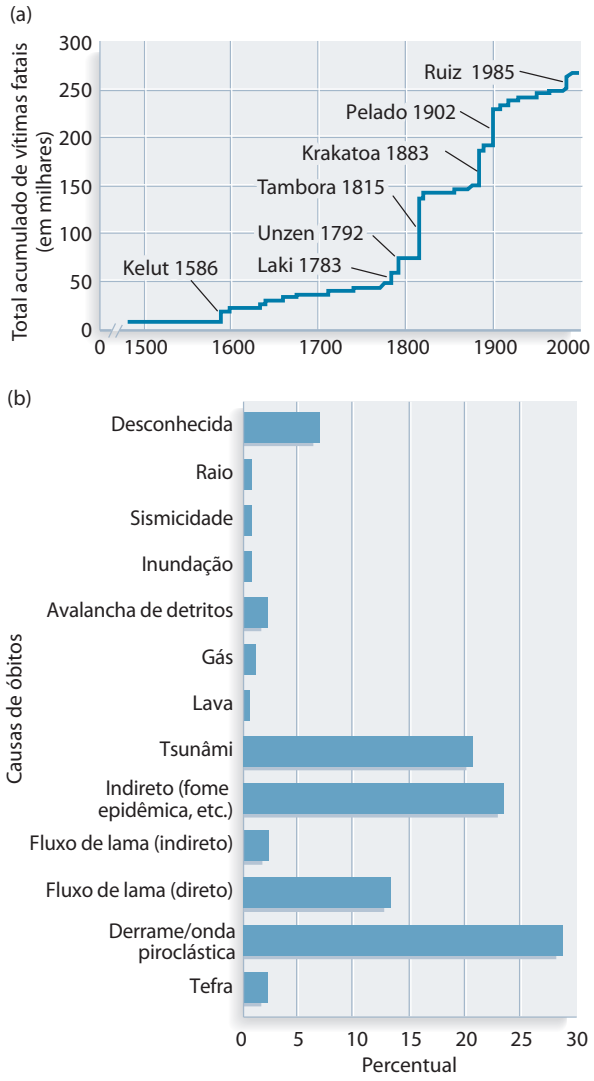



**FIGURA 12.28** ■ (a) Dados estatísticos cumulativos de mortes causadas por vulcões desde o ano de 1500 d.C. As sete maiores erupções registradas, cada uma com 10 mil vítimas ou mais, estão indicadas e respondem por mais de dois terços do total de óbitos. (b) Causa das mortes devido a vulcões desde o ano de 1500 d.C. [Fonte: T. Simkin, L. Siebert, and R. Blong, *Science*, 291 (2001): 255.]

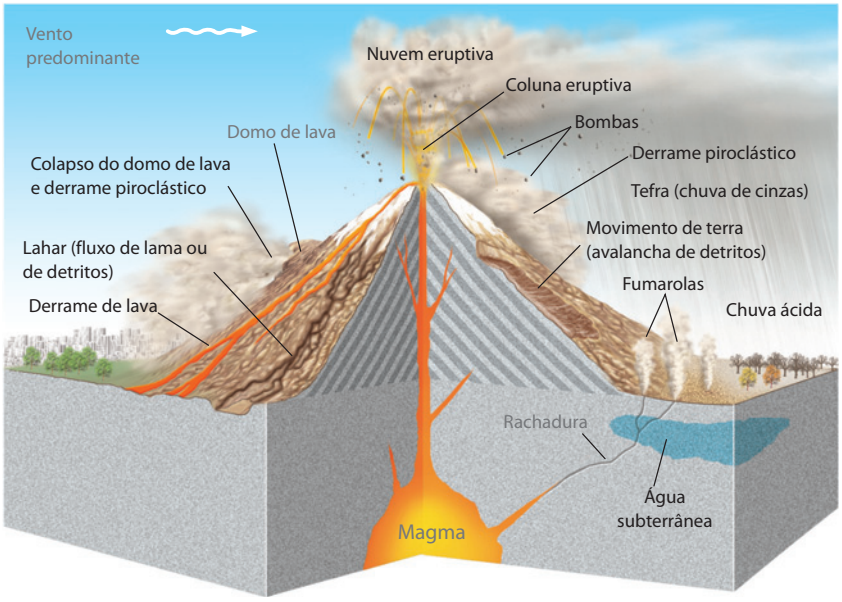



**FIGURA 12.29** ■ Alguns dos riscos vulcânicos capazes de provocar mortes e destruir propriedades. [B. Meyers et al./USGS]

**NUVENS ERUPTIVAS** Com o crescimento do tráfego aéreo, um risco vulcânico que vem chamando mais atenção é o encontro de cinzas vulcânicas lançadas por erupções que se situam nas rotas aéreas com jatos de passageiros comerciais. Por um período de 25 anos, mais de 60 aviões foram danificados por essas nuvens. Um Boeing 747 perdeu temporariamente todos os seus quatro motores quando a cinza de um vulcão em erupção no Alasca foi sugada pelos mesmos, provocando incêndios. Felizmente, o piloto foi capaz de fazer um pouso de emergência. Atualmente, vários países emitem alerta quando as erupções vulcânicas lançam cinzas próximo às rotas de tráfego aéreo.

**LAHAR** Um dos mais perigosos fenômenos vulcânicos é o fluxo torrencial de lama e detritos chamado de **lahar**[20]. Esses fluxos podem ocorrer quando um derrame piroclástico encontra um rio ou um banco de neve; quando a parede de um lago de cratera se quebra; quando um derrame de lava derrete o gelo glacial; ou, ainda, quando fortes chuvas transformam depósitos de cinza recentes em lama. Uma camada extensa de detritos vulcânicos na Serra Nevada da Califórnia (EUA) contém 8.000 km$^3$

**FIGURA 12.30** ■ Armero, na Colômbia, foi submersa por lahares após uma erupção do vulcão Nevado del Ruiz, há muito dormente, em 1985. [STF/ASP/Getty Images]

de material depositado por lahar, o que seria suficiente para cobrir o Estado de Delaware[21] com um depósito com mais de 1 km de espessura. Verificou-se que os lahares são capazes de carregar grandes matacões por dezenas de quilômetros. Quando houve a erupção do Nevado del Ruiz, nos Andes colombianos, em 1985, os lahares desencadeados pelo derretimento do gelo glacial perto do cimo projetaram-se encosta abaixo e soterraram a cidade de Armero, a 50 km de distância, matando mais de 25 mil pessoas (**Figura 12.30**).

**COLAPSO DE FLANCOS** Um vulcão é construído por milhares de depósitos de lava, de piroclastos ou de ambos, formando estruturas pouco estáveis. Suas laterais podem tornar-se inclinadas demais e, então, quebrar-se ou deslizar. Nos últimos anos, os vulcanólogos descobriram muitos exemplos pré-históricos de falhas estruturais catastróficas nas quais grandes pedaços de vulcões se romperam, talvez por efeito de um terremoto, e desceram encosta abaixo como um deslizamento de terra maciço e destrutivo. Em escala mundial, tais *colapsos de flancos* ocorrem a uma média de cerca de quatro vezes por século. Os maiores prejuízos na erupção de 1980 do Monte Santa Helena (EUA) foram causados pelo colapso de um flanco (ver Figura 12.16).

Levantamentos realizados no assoalho oceânico do Havaí revelaram muitos deslizamentos de terra gigantes nos flancos submarinos da Cordilheira Havaiana. É provável que, ao ocorrerem, esses gigantescos movimentos tenham provocado enormes tsunâmis[22]. Na verdade, sedimentos marinhos coralígenos foram encontrados em uma das ilhas havaianas, a cerca de 300 m acima do nível do mar. Esses sedimentos foram provavelmente depositados por tsunâmis gigantes provocados pelo colapso de um flanco, em tempos pré-históricos.

O flanco sul do vulcão Kilauea, na ilha do Havaí, está avançando em direção ao mar a uma velocidade de 250 mm/ano, o que é muito rápido em termos geológicos. Esse avanço tornou-se mais preocupante quando foi repentinamente acelerado por um fator da ordem de várias centenas em 8 de novembro de 2000, provavelmente desencadeado por fortes chuvas alguns dias antes. Uma rede de sensores de movimentação detectou um aumento sinistro da velocidade, que alcançou cerca de 50 mm/dia, durante 36 horas, tendo, posteriormente, voltado ao normal. Algum dia, talvez daqui a milhões de anos, ou mesmo antes, o flanco sul do vulcão provavelmente vá se quebrar e deslizar para o oceano. Esse evento catastrófico provocaria um tsunâmi que poderia se tornar desastroso para o Havaí, para a Califórnia e para outras áreas litorâneas da orla do Oceano Pacífico.

**COLAPSO DE CALDEIRA** Apesar de infrequente, colapsos de grandes caldeiras são um dos fenômenos naturais mais destrutivos da Terra. O monitoramento da atividade de caldeiras é muito importante, devido ao seu alto potencial destrutivo. Felizmente, não há registros na História da ocorrência de colapsos catastróficos na América do Norte, mas os geólogos estão desconfiados do aumento da frequência de pequenos terremotos nas caldeiras de Yellowstone e do Vale Comprido e de outras indicações de atividade nas câmaras magmáticas na crosta abaixo delas. Por exemplo, a infiltração de dióxido de carbono no solo, a partir do magma existente em porções mais profundas da crosta, vem matando árvores desde 1992 no Monte Mammoth, um vulcão na borda da caldeira do Vale Comprido. Regiões da caldeira de Yellowstone estão subindo a taxas de até 7 cm/ano desde 2004, e mais de mil pequenos terremotos ocorreram próximo ao centro da caldeira em um período de duas semanas, de dezembro de 2008 a janeiro de 2009. Como no caso da Caldeira do Vale Comprido, essas observações são consistentes com a injeção de magma em profundidades da crosta intermediária.

## Reduzindo os riscos de vulcões perigosos

Há 100 vulcões de alto risco no mundo, e cerca de 50 entram em erupção a cada ano. As erupções vulcânicas não podem ser evitadas, mas seus efeitos catastróficos podem ser significativamente reduzidos se a ciência for aliada às políticas públicas progressistas. Os progressos da vulcanologia permitem-nos identificar os vulcões mais perigosos do mundo e caracterizar seus riscos potenciais a partir dos depósitos formados em erupções anteriores. Alguns vulcões potencialmente perigosos dos Estados Unidos e do Canadá são mostrados na **Figura 12.31**. Essas avaliações de risco poderão ser utilizadas como diretrizes para o zoneamento e restrição do uso do solo – que é a medida mais efetiva para reduzir o número de vítimas.

Tais estudos indicam que o Monte Rainier, devido à sua proximidade com as populosas cidades de Seattle e Tacoma, no Estado de Washington, talvez represente o maior risco vulcânico nos Estados Unidos (**Figura 12.32**). Pelo menos 80 mil pessoas e suas residências correm perigo nas zonas de risco de lahares do Monte Rainier. Uma erupção poderia matar milhares de pessoas e prejudicar seriamente a economia da costa noroeste do Pacífico.

**PREVISÃO DE ERUPÇÕES** As erupções vulcânicas podem ser previstas? Sim, até certo ponto. O monitoramento por instrumentos pode detectar sinais como terremotos, inchaço de um vulcão e emissões de gases que avisam sobre erupções iminentes. As pessoas em situação de risco poderão ser retiradas da área se as autoridades estiverem organizadas e preparadas para essas situações. Os cientistas que estavam monitorando o Monte Santa Helena puderam avisar as pessoas antes de sua erupção em 1980 (ver Jornal da Terra 12.1). Um aparato governamental foi deslocado ao local para avaliar os alertas e emitir e reforçar os comandos de evacuação, assim, poucas pessoas foram mortas.

Outro alerta exitoso foi emitido poucos dias antes de uma erupção cataclísmica do Monte Pinatubo, nas

# Jornal da Terra

## 12.1 O Monte Santa Helena: perigoso, mas previsível

O Monte Santa Helena, na Cadeia Cascade do Pacífico noroeste, é o vulcão mais ativo e explosivo na parte contígua dos Estados Unidos (ver Figura 12.6). Ele tem uma história bem documentada de 4.500 anos de eventos destrutivos como derrames de lavas e rochas piroclásticas quentes, lahares e precipitação de cinza. Após 123 anos de inatividade, a partir de 20 de março de 1980 passou a ocorrer uma série de terremotos pequenos e moderados sob o vulcão, assinalando o começo de uma nova fase eruptiva. Esses terremotos fizeram com que a U. S. Geological Survey emitisse formalmente um alerta de desastre. Após uma semana, a primeira emissão de cinza e de vapor irrompeu em uma cratera recém-aberta no cume.

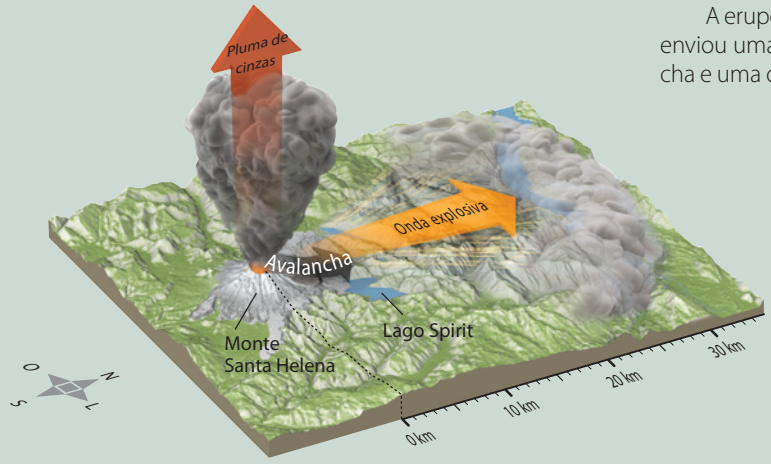
Em abril, os tremores sísmicos aumentaram, indicando que havia magma movendo-se abaixo do cume, e instrumentos detectaram o aparecimento de uma sinistra inchação da encosta nordeste. A U. S. Geological Survey emitiu um alerta mais vigoroso e ordenou a evacuação das redondezas. Em 18 de maio, o clímax da erupção começou subitamente. Um forte terremoto desencadeou, aparentemente, o colapso do lado norte da montanha, liberando um enorme deslizamento de terra, o maior já registrado no mundo. À medida que o gigantesco fluxo de detritos despencava montanha abaixo, gás e vapor sob alta pressão eram liberados em uma grande explosão lateral que acabou com a encosta norte da montanha.

O geólogo David A. Johnston, da U. S. Geological Survey, estava monitorando o vulcão a partir de seu posto de observação, localizado 8 km ao norte. Ele deve ter visto a onda explosiva avançando, antes de enviar por rádio sua última mensagem: "Vancouver, Vancouver, é isso aí!". Um jato direcionado para o norte, composto de cinza superaquecida (500°C), gás, cinza e vapor, saiu como um estrondo para fora da brecha aberta com a força de um furacão, devastando uma zona de 30 km de largura que se estendeu até 20 km de distância do vulcão. Uma erupção vertical jogou uma pluma de cinza para o céu até a altitude de 25 km, o dobro da altitude de voo dos jatos comerciais. A nuvem de cinza moveu-se para leste e nordeste, seguindo os ventos predominantes, causando escuridão em pleno meio-dia em uma área distante 250 km para leste e depositou uma camada de cinzas de 10 cm de espessura em grande parte do Estado de Washington, na região norte de Idaho, e no oeste de Montana. A energia liberada na explosão foi equivalente a cerca de 25 milhões de toneladas de TNT. O topo do vulcão foi destruído, a sua altura foi reduzida em 400 m e sua vertente norte desapareceu. De fato, a montanha foi "cavoucada".

Terremotos e atividade magmática continuaram alternadamente desde a erupção de 1980. Após mais de uma década de relativo repouso, o vulcão reacordou em setembro de 2004, com uma série de pequenas erupções de vapor e cinzas que continuou até 2005. O crescimento do domo vulcânico central (ver Figura 12.14b) sugere que a fase atual de atividade eruptiva pode persistir por algum tempo no futuro.

Filipinas, ocorrida em 15 de junho de 1991. Duzentas e cinquenta mil pessoas foram retiradas da área, inclusive os 16 mil residentes da Base Clark, da Força Aérea Norte-Americana, localizada nas proximidades (que sofreu sérios danos e, desde então, foi permanentemente desativada). Dezenas de milhares de vidas foram salvas dos lahares que destruíram tudo que estava no caminho. As únicas vítimas foram pessoas que desrespeitaram a ordem de evacuação. Em 1994, os 30 mil residentes de Rabaul, em Papua-Nova Guiné, foram retirados das áreas de risco com sucesso, por terra e por mar, horas antes da erupção de dois vulcões localizados nos dois lados da cidade, a qual foi em grande parte destruída ou danificada. Muitas pessoas devem suas vidas ao governo, que conduziu simulações de evacuação, e aos cientistas do observatório vulcânico local, que emitiram um alerta quando os seus sismógrafos registraram o tremor de terra que assinalou a ascensão do magma para a superfície.

**CONTROLE DE ERUPÇÕES** As erupções vulcânicas poderiam ser controladas? Provavelmente não, porque grandes vulcões liberam energia em uma escala que limita nossa capacidade de controle. Entretanto, em circunstâncias especiais e em pequena escala, as perdas podem ser reduzidas. Talvez a tentativa mais bem-sucedida de controlar a atividade vulcânica tenha sido aquela da ilha de Heimaey, na Islândia, em janeiro de 1973. Os islandeses espargiram água do mar na lava em movimento, resfriando e diminuindo a velocidade do fluxo, o que evitou que a lava bloqueasse a entrada do porto e impediu a destruição de algumas casas. Porém,




A erupção do Monte Santa Helena, em 18 de maio de 1980, enviou uma pluma de cinzas para a estratosfera e uma avalancha e uma onda explosiva em direção ao norte.

**(17 de maio, 15h)** Vista do Monte Santa Helena no dia anterior à erupção. A lateral norte do vulcão criou uma protuberância a partir do magma intrusado em níveis rasos durante os dois meses anteriores. [Keith Ronnholm]

**(18 de maio, 8h33)** Um terremoto e um gigantesco deslizamento de terra "desarrolham" o vulcão, liberando uma pluma de cinzas e uma potente onda explosiva lateral. [Keith Ronnholm]

a melhor concentração de nossos esforços será o estabelecimento de mais sistemas de alerta e de evacuação e de restrições mais rigorosas ao povoamento de locais potencialmente perigosos.

## Os recursos naturais dos vulcões

Neste capítulo, vimos um pouco da beleza dos vulcões e um pouco do seu poder destrutivo. Os vulcões contribuem para o nosso bem-estar de várias formas, embora frequentemente indiretas. Os solos derivados de materiais vulcânicos são excepcionalmente férteis por causa dos nutrientes minerais que contêm. As rochas vulcânicas, os gases e o vapor são também fontes de importantes materiais industriais e químicos, como a pedra-pomes, o ácido bórico, a amônia, o enxofre, o dióxido de carbono e alguns metais. As atividades hidrotermais são responsáveis pela deposição de minerais incomuns que concentram elementos relativamente raros, particularmente metais, formando corpos de minérios com grande valor econômico. A água do mar que circula pelas dorsais oceânicas é um dos principais fatores na formação de minérios e na manutenção do balanço químico dos oceanos.

Em algumas regiões onde os gradientes geotérmicos são excessivos, o calor interno da Terra pode ser aprisionado para aquecer residências e movimentar geradores elétricos. A **energia geotérmica** depende do aquecimento de água à medida que passa por uma região de rocha quente (um *reservatório de calor*) que pode estar a centenas ou milhares de metros abaixo da superfície terrestre. O vapor e a água quente podem ser trazidos à superfície através de poços perfurados com

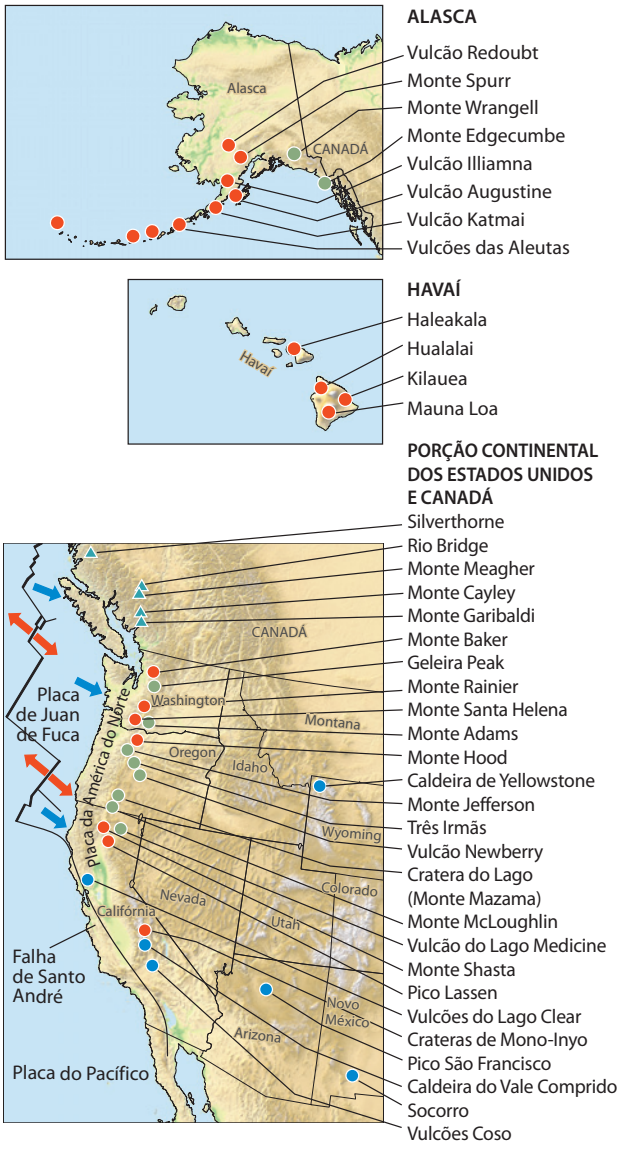



**FIGURA 12.31** ■ Localização dos vulcões potencialmente perigosos dos Estados Unidos e do Canadá. Os vulcões norte-americanos receberam símbolos com cores por intervalo de tempo desde a última erupção; acredita-se que os que entraram em erupção mais recentemente representem a maior causa de preocupação. (Essas classificações estão sujeitas a revisões à medida que os estudos progredirem. Não há classificações disponíveis para os vulcões canadenses.) Note a relação entre os vulcões que se estendem do norte da Califórnia até a Colúmbia Britânica e o limite de subducção entre a Placa da América do Norte e a Placa de Juan de Fuca. [Fonte: R. A. Bailey, P. R. Beauchemin, F. P. Kapinos, and D. W. Klick/USGS]

**FIGURA 12.32** ■ Monte Rainer, visto de Tacoma, Washington. [Alany]

esse propósito. Geralmente, a água é subterrânea, que ocorre naturalmente e se infiltra para baixo ao longo de fraturas nas rochas. Menos comumente, a água é artificialmente introduzida por meio de bombeamento a partir da superfície.

Com certeza a fonte mais abundante de energia geotérmica é a água subterrânea de ocorrência natural que foi aquecida a temperaturas de 80°C a 180°C. A água nessas temperaturas relativamente baixas é utilizada para aquecimento residencial, comercial e industrial. A água subterrânea quente retirada de um reservatório de calor na bacia sedimentar de Paris hoje aquece mais de 20 mil apartamentos na França. Reykjavík, a capital da Islândia, que está sobre a Dorsal Mesoatlântica, é quase inteiramente aquecida por energia geotérmica.

Reservatórios de calor com temperaturas acima de 180°C são úteis para a geração de eletricidade. Eles estão presentes em regiões de vulcanismo recente na forma de rocha quente e seca, água quente natural ou vapor natural. A água de ocorrência natural aquecida acima do ponto de ebulição e o vapor de ocorrência natural são recursos muito valorizados. A maior instalação mundial de produção de eletricidade a partir de vapor natural, localizada em The Geysers, 120 km ao norte de São Francisco, gera mais de 600 megawatts de eletricidade (**Figura 12.33**). Em torno de 70 usinas de geração de eletricidade geotérmica estão em operação na Califórnia, em Utah, em Nevada e no Havaí, produzindo 2.800 megawatts de energia – o suficiente para abastecer cerca de 1 milhão de pessoas.

**FIGURA 12.33** ■ The Geysers, um dos maiores suprimentos de vapor natural do mundo. A energia geotérmica é convertida em eletricidade para São Francisco, 120 km ao sul. [Pacific Gas and Electric]

## *Projeto no Google Earth*

Alguns dos vulcões mais espetaculares e perigosos ocorrem nos arcos de ilha e nos cinturões de montanhas vulcânicas acima das zonas de subducção. O Google Earth é uma boa ferramenta para observar os tamanhos e as formas desses vulcões. Ele será utilizado para investigar um exemplo famoso: o Monte Fuji, na ilha japonesa de Honshu.

***LOCALIZAÇÃO*** Monte Fuji, Japão, e Sarychev Peak, Ilhas Kurile.

***OBJETIVO*** Observar o tamanho e a forma de estratovulcões ativos.

***REFERÊNCIA*** Figura 12.14

Vista do Monte Fuji, Japão, pelo Google Earth.

1. Digite "Monte Fuji, Japão" na janela de busca do Google Earth; quando chegar lá, incline o enquadramento para o norte e observe a topografia da montanha de uma altitude de vários quilômetros. Use o cursor para medir a altura do pico acima do nível do mar. Qual das respostas abaixo melhor descreve a forma geral do Monte Fuji?
   *a.* Uma grande fissura linear na superfície terrestre
   *b.* Um vulcão-escudo de baixo relevo e bastante amplo
   *c.* Um cone de cinzas com laterais íngremes e de baixa elevação
   *d.* Um estratovulcão de alta elevação e laterais íngremes

2. Com base em suas observações do Monte Fuji e da área circundante, que feição única pode convencê-lo de que está vendo um vulcão?
   *a.* Os números de árvores e a quantidade de neve presente na lateral da montanha
   *b.* A presença de uma cratera no topo da montanha
   *c.* O declive das encostas da montanha e o grande deslizamento de terra na encosta sul
   *d.* A proximidade da montanha com a linha costeira do Japão e sua distância da China

3. Após considerar as características visíveis do Monte Fuji de vários ângulos, como você classificaria seu nível de atividade vulcânica quando a foto de satélite foi feita?
   *a.* As formas erodidas da paisagem em torno do vulcão indicam que agora ele está extinto, uma conclusão sustentada pela presença de neve.
   *b.* Encostas íngremes, forma circular e cratera bem definida indicam atividade vulcânica recente, mas a presença de neve em abundância próximo à borda da cratera sugere que o vulcão não está entrando em erupção atualmente.
   *c.* Encostas íngremes, forma circular e cratera bem definida, em combinação com a lava fresca nos campos de neve do cimo principal, indicam que o vulcão está ativo e atualmente em erupção.
   *d.* A forma circular e a cratera bem definida sugerem um vulcão um dia ativo, mas a falta de lava fresca e a presença de neve indicam que o vulcão está extinto.

4. Tóquio, no Japão, uma das maiores cidades na Terra, abriga mais de 12 milhões de pessoas. Para avaliar os riscos do Monte Fuji a Tóquio, considere que é esperado que os ventos predominantes soprem a nuvem de uma grande erupção para o leste, descarregando até um metro de cinzas a mais de 100 km do vulcão. Meça a distância e a direção do vulcão até o centro urbano de Tóquio. Qual das afirmativas abaixo é mais consistente com essas informações?
   *a.* O Monte Fuji está muito distante de Tóquio para representar um risco significativo.
   *b.* O vulcão apresenta um risco significativo para Tóquio, porque está próximo da cidade e porque há probabilidade de que os ventos predominantes soprem uma nuvem eruptiva na sua direção.
   *c.* O vulcão representa apenas um risco moderado a Tóquio; ele está bem próximo, mas é provável que os ventos predominantes soprem qualquer nuvem eruptiva para longe da cidade.
   *d.* O vulcão não é um risco para Tóquio, porque está extinto e não se espera que vá entrar em erupção.

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Use o *zoom* até chegar a uma altitude de 3.000 km. Procure a fossa de mar profundo que marca uma zona de subducção a leste do Monte Fuji. Movimente-se ao longo da zona de subducção para o nordeste até encontrar a Ilha de Matua na cadeia das Ilhas Kurile, que pertence à Rússia. Essa ilha é dominada pelo Sarychev Peak, um dos vulcões mais ativos das Ilhas Kurile. Mensure a altura do vulcão e observe suas feições. Qual das seguintes afirmativas descreve melhor suas observações?
   *a.* O Sarychev Peak é um vulcão de arco de ilha, menor mas atualmente mais ativo do que o Monte Fuji.
   *b.* O Sarychev Peak está localizado em um cinturão continental de montanhas vulcânicas; ele é menor e atualmente menos ativo do que o Monte Fuji.
   *c.* O Sarychev Peak é um vulcão de dorsal mesoceânica, maior e atualmente mais ativo do que o Monte Fuji.
   *d.* O Sarychev Peak é um vulcão-escudo em um ponto quente, menor mas atualmente mais ativo do que o Monte Fuji.

## RESUMO

***Quais são os principais tipos de depósitos vulcânicos?*** As lavas são classificadas como basálticas (máficas), andesíticas (intermediárias) ou riolíticas (félsicas), de acordo com seus teores de sílica e de outros minerais. As lavas basálticas são relativamente fluidas e fluem livremente; as lavas andesíticas e riolíticas são mais viscosas. As lavas diferem dos piroclastos, que são formados por erupções explosivas e têm tamanho variado, de finas partículas de cinzas a bombas do tamanho de uma casa.

***Como são criadas as formas de relevo vulcânico?*** A composição química e o teor de gás do magma são fatores importantes no estilo eruptivo de um vulcão e na forma dos relevos criados. Um vulcão-escudo cresce a partir de erupções repetidas de lava basáltica de um conduto central. As lavas andesíticas e riolíticas tendem a entrar em erupção de forma explosiva. Os fragmentos piroclásticos podem empilhar-se como um cone de cinza. Um estratovulcão é feito de camadas alternadas de derrames de lava e de depósitos piroclásticos. A rápida ejeção de magma a partir de uma câmara magmática, seguida de colapso do teto da câmara, resulta em uma grande depressão, chamada de caldeira. As lavas basálticas podem irromper de fissuras ao longo de dorsais mesoceânicas, bem como em continentes, onde fluem sobre a paisagem em camadas para formar basaltos de platô. As erupções piroclásticas de fissuras podem cobrir uma área extensa com depósitos de cinzas.

***Como o vulcanismo está relacionado com a tectônica de placas?*** Os enormes volumes de magma basáltico que formam a crosta oceânica são produzidos por fusão por descompressão e entram em erupção em centros de expansão nas dorsais mesoceânicas. As lavas andesíticas são o tipo mais comum de lava nos cinturões de montanhas vulcânicas de zonas de subducção oceano-continente. As lavas riolíticas são produzidas pela fusão da crosta continental félsica. Nas placas, o vulcanismo basáltico ocorre acima de pontos quentes, que são manifestações de plumas ascendentes do material mantélico quente.

***Quais são os efeitos benéficos e desastrosos do vulcanismo?*** Riscos vulcânicos que podem matar pessoas e danificar propriedades incluem derrames piroclásticos, tsunâmis, lahares, colapsos de flancos e de caldeiras, nuvens eruptivas e queda de cinzas. As erupções vulcânicas mataram mais de 250 mil pessoas nos últimos 500 anos. Pelo lado positivo, materiais vulcânicos produzem solos ricos em nutrientes, e os processos hidrotermais são importantes na formação de muitos minérios economicamente valiosos. O calor geotérmico obtido de áreas de atividade hidrotermal é uma fonte de energia útil em algumas regiões.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

atividade hidrotermal (p. 330)
brecha vulcânica (p. 324)
caldeira (p. 327)
cratera (p. 327)
diatrema (p. 328)
energia geotérmica (p. 343)
erupção fissural (p. 329)
estratovulcão (p. 327)
fluxo de cinzas (p. 329)
fluxo piroclástico (p. 324)
geossistema vulcânico (p. 319)
grande província ígnea (p. 336)
lahar (p. 340)
lava andesítica (p. 321)
lava basáltica (p. 319)
lava riolítica (p. 322)
planalto basáltico (p. 329)
pluma do manto (p. 334)
ponto quente (p. 334)
tufo (p. 324)
vulcão (p. 319)
vulcão-escudo (p. 325)

## EXERCÍCIOS

1. Na superfície terrestre como um todo, que processo gera o maior volume de rocha vulcânica: a fusão por descompressão ou a fusão induzida por fluidos? Qual desses processos cria os vulcões mais perigosos?
2. Qual é a diferença entre magma e lava? Descreva uma situação geológica em que o magma não forma lava.
3. Quais são os três principais tipos de rochas vulcânicas e suas contrapartes intrusivas? O kimberlito é um desses três tipos?
4. Que tipo de vulcão é o vulcão Arenal, mostrado na Figura 12.10?
5. A maior parte do vulcanismo ocorre próximo aos limites de placas. Que tipo de limite de placa pode produzir grandes quantidades de lavas riolíticas?
6. Que evidências sugerem que o vulcão de Yellowstone foi produzido por um ponto quente?
7. Como os cientistas preveem erupções vulcânicas?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Quais poderiam ser os efeitos sobre a civilização de uma erupção de caldeira do tipo da de Yellowstone, como a descrita na abertura deste capítulo?
2. Dê alguns exemplos do que os geólogos aprenderam sobre o interior da Terra estudando vulcões e rochas vulcânicas.
3. Por que as erupções de estratovulcões costumam ser mais explosivas do que as dos vulcões-escudo?
4. Em uma viagem a campo, você encontra uma formação vulcânica com aparência de um grande campo de sacos de areia unidos. As formas individuais, com morfologia elipsoidal, têm uma textura superficial externa vítrea, lisa. Que tipo de lava é essa e quais informações ela pode fornecer sobre sua história?
5. Por que os vulcões presentes no noroeste das ilhas havaianas estão inativos, enquanto outros no lado sudeste permanecem ativos?
6. Como as interações entre os geossistemas vulcânicos e o sistema do clima aumentam os riscos vulcânicos?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Também grafado como *lava em almofada*. Às vezes, aparece como *pillow lava*, sem tradução.

[2] Também chamada de *púmice*.

[3] A expressão "nuvem ardente" foi cunhada por Lacroix (em francês, *nuée ardente*), em 1904, para descrever os pequenos fluxos originados dos condutos centrais na erupção do Monte Pelado. Alguns autores utilizam esse termo para designar emulsões de material sólido e líquido em gás, que se movimentam com muita rapidez e grande turbulência. Dessa forma, as nuvens ardentes diferenciam-se de "fluxos (ou derrames) piroclásticos", porque estes seriam mais densos e menos turbulentos e velozes, pois contêm menor volume de gases.

[4] Em francês, *Pelée*.

[5] Em inglês, *Great Basin*.

[6] A superfície do Estado norte-americano de Rhode Island é de 3.140 km$^2$, o que equivale a cerca de um sétimo da área do Estado de Sergipe, no Brasil.

[7] Também conhecidos como "cones vulcânicos piroclásticos", por conterem fragmentos de diâmetro maior que o de cinzas.

[8] Atualmente, não há vulcões ativos no Brasil. Sobrevivem, entretanto, testemunhos de erupções vulcânicas de conduto central, como as estruturas dômicas de Poços de Caldas (com cerca de 30 km de diâmetro, originada há 90 Ma), em Minas Gerais, e das ilhas de Fernando de Noronha (12,3 Ma) e Trindade (3,5-2,5 Ma), entre outras, localizadas em quase todos os Estados do Brasil.

[9] Em inglês, *Crater Lake*.

[10] Em inglês, *Long Valley*.

[11] Significa literalmente "Pedra do Navio".

[12] Também designada, na literatura geológica, com o vocábulo inglês *pipe*, que é um corpo em forma de cilindro.

[13] O Edifício Empire State tem 381 m de altura, e a Ilha de Manhattan tem cerca de 81,5 km$^2$.

[14] No sul do Brasil, o Planalto Meridional é formado por uma sucessão de camadas de rochas sedimentares encimadas por um pacote de derrames vulcanogênicos (incluindo basaltos, riodacitos, riólitos e piroclásticos) com mais de 1.700 m de espessura. Esses derrames são conhecidos como Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná. Essa formação representa um dos mais volumosos vulcanismos intracontinentais do planeta, com um volume estimado de 650.000 km$^3$ e uma área aproximada de 1.200.000 km$^2$ distribuída no sul do Brasil, Paraguai, Argentina, Uruguai e, ainda, uma contraparte na África do Sul, onde é chamada de Grupo Etendeka. Esses derrames irromperam entre 133 e 129 Ma, quando a América do Sul e a África estavam reunidas no supercontinente Gondwana, e fizeram parte dos eventos que levaram à formação do assoalho do Oceano Atlântico e à separação dos continentes. No Planalto Meridional ocorrem paisagens singulares, como a dos cânions e das famosas Cataratas do Iguaçu, sendo vegetado por uma mata mista com araucária. Nele desenvolveu-se a importante cultura dos índios Kaingang.

[15] *Old Faithful Geyser* significa "velho e fiel gêiser". O nome é uma alusão à regularidade com que o gêiser emite seus vapores.

[16] Em inglês, *black smokers*. Eventualmente, em textos na língua portuguesa, essa expressão não é traduzida.

[17] *I had a dream, which was not all a dream. /The bright sun was extinguish'd, and the stars /Did wander darkling in the eternal space / Rayless, and pathless, and the icy earth /Swung blind and blackening in the moonless air /Morn came and went – and came, and brought no day. /And men forgot their passions in the dread /Of this their desolation; and all hearts /Were chill'd into a selfish prayer for light.*

[18] Também grafada como Thera, Thíra e Tera, essa ilha está situada no Mar de Creta, região sul do Mar Egeu, e pertence ao conjunto das Ilhas Cíclades.

[19] Também denominada "Civilização Minoica" ou "Minoana".

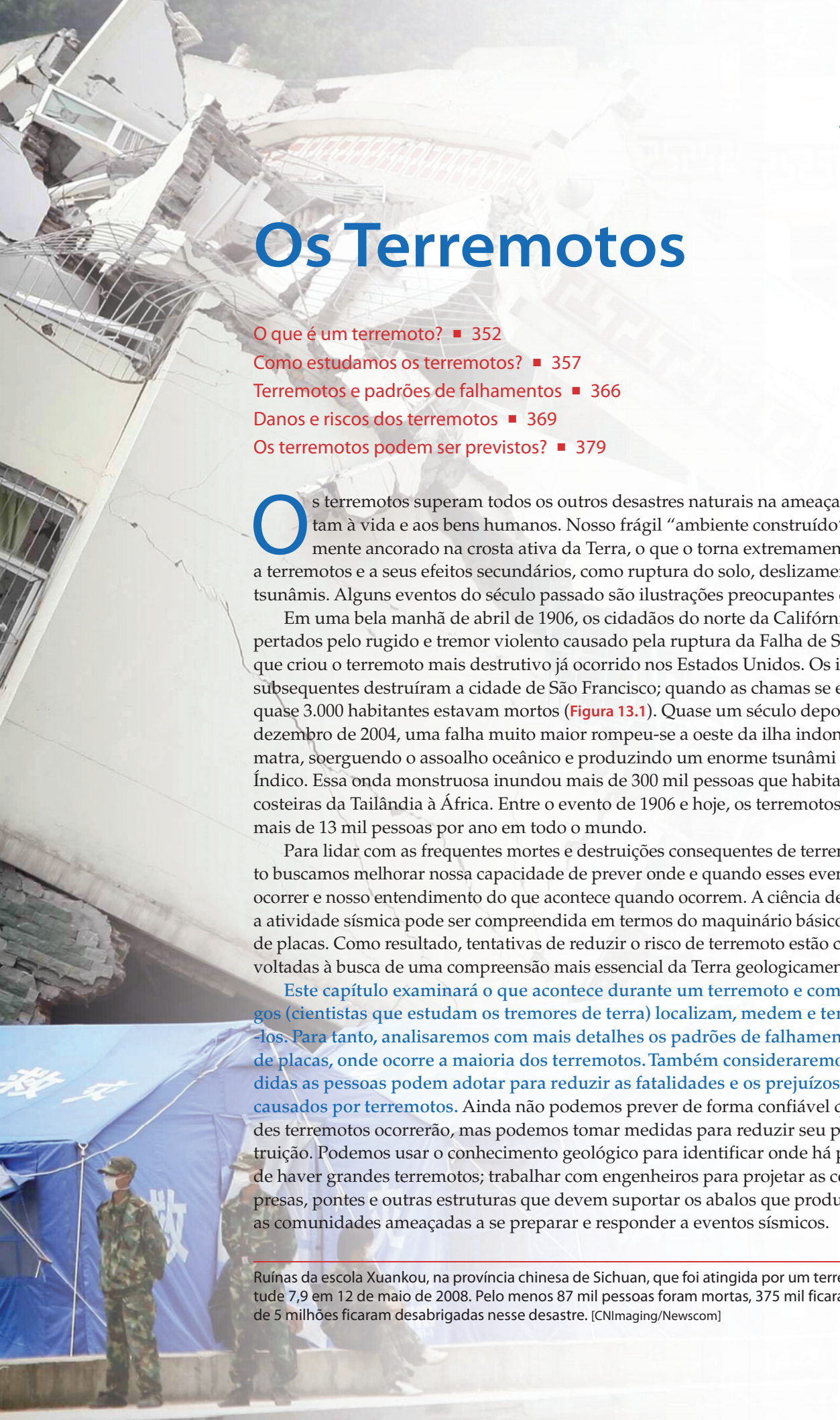
[20] *Lahar* é uma palavra sem tradução para o português. Originada na região de Java, é grafada da mesma forma em espanhol, inglês, alemão ou francês. Encontra-se dicionarizada em Suguio (1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar*) e significa "corrida de lama vulcânica".

[21] O Estado de Delaware tem uma área de 5.328 km$^2$, o que corresponde a um quarto da superfície do Estado de Sergipe, no Brasil.

[22] *Tsunâmi* é uma palavra de origem japonesa (*tsu* = porto e *nami* = onda, mar) e encontra-se dicionarizada em Suguio (1998, *Dicio-*

*nário de Geologia Sedimentar*), Guerra (1978, *Dicionário Geológico-Geomorfológico*) e no *Dicionário Houaiss da Língua Portuguesa*; neste, ainda como vocábulo estrangeiro. É grafada da mesma forma em várias línguas, como alemão, inglês, francês e espanhol, significando "onda de grande período e pequena amplitude produzida por terremoto, erupção vulcânica, deslizamento de massa e queda de meteoritos nos oceanos". Em 27 de dezembro de 2004, as zonas litorâneas de vários países na orla do Oceano Índico foram devastadas por um descomunal tsunâmi originado por um terremoto de 8,9 graus na escala Richter, com epicentro no assoalho oceânico próximo à costa norte da Indonésia, matando mais de 300 mil pessoas.

救 灾
救 灾



# 13

# Os Terremotos

O que é um terremoto? ■ 352
Como estudamos os terremotos? ■ 357
Terremotos e padrões de falhamentos ■ 366
Danos e riscos dos terremotos ■ 369
Os terremotos podem ser previstos? ■ 379

Os terremotos superam todos os outros desastres naturais na ameaça que representam à vida e aos bens humanos. Nosso frágil "ambiente construído" é necessariamente ancorado na crosta ativa da Terra, o que o torna extremamente vulnerável a terremotos e a seus efeitos secundários, como ruptura do solo, deslizamentos de terra e tsunâmis. Alguns eventos do século passado são ilustrações preocupantes desse fato.

Em uma bela manhã de abril de 1906, os cidadãos do norte da Califórnia foram despertados pelo rugido e tremor violento causado pela ruptura da Falha de Santo André, que criou o terremoto mais destrutivo já ocorrido nos Estados Unidos. Os incêndios subsequentes destruíram a cidade de São Francisco; quando as chamas se extinguiram, quase 3.000 habitantes estavam mortos (**Figura 13.1**). Quase um século depois, em 26 de dezembro de 2004, uma falha muito maior rompeu-se a oeste da ilha indonésia de Sumatra, soerguendo o assoalho oceânico e produzindo um enorme tsunâmi pelo Oceano Índico. Essa onda monstruosa inundou mais de 300 mil pessoas que habitavam as linhas costeiras da Tailândia à África. Entre o evento de 1906 e hoje, os terremotos já mataram mais de 13 mil pessoas por ano em todo o mundo.

Para lidar com as frequentes mortes e destruições consequentes de terremotos, há muito buscamos melhorar nossa capacidade de prever onde e quando esses eventos podem ocorrer e nosso entendimento do que acontece quando ocorrem. A ciência demonstrou que a atividade sísmica pode ser compreendida em termos do maquinário básico da tectônica de placas. Como resultado, tentativas de reduzir o risco de terremoto estão cada vez mais voltadas à busca de uma compreensão mais essencial da Terra geologicamente ativa.

**Este capítulo examinará o que acontece durante um terremoto e como os sismólogos (cientistas que estudam os tremores de terra) localizam, medem e tentam prevê-los. Para tanto, analisaremos com mais detalhes os padrões de falhamento em limites de placas, onde ocorre a maioria dos terremotos. Também consideraremos que medidas as pessoas podem adotar para reduzir as fatalidades e os prejuízos econômicos causados por terremotos.** Ainda não podemos prever de forma confiável quando grandes terremotos ocorrerão, mas podemos tomar medidas para reduzir seu poder de destruição. Podemos usar o conhecimento geológico para identificar onde há probabilidade de haver grandes terremotos; trabalhar com engenheiros para projetar as construções, represas, pontes e outras estruturas que devem suportar os abalos que produzem; e ajudar as comunidades ameaçadas a se preparar e responder a eventos sísmicos.

Ruínas da escola Xuankou, na província chinesa de Sichuan, que foi atingida por um terremoto de magnitude 7,9 em 12 de maio de 2008. Pelo menos 87 mil pessoas foram mortas, 375 mil ficaram feridas e mais de 5 milhões ficaram desabrigadas nesse desastre. [CNImaging/Newscom]

## O que é um terremoto?

Vimos, no Capítulo 7, que os movimentos das placas tectônicas geram forças enormes nos limites entre as mesmas. Essas forças atuam para deformar rochas crustais frágeis por processos que podem ser descritos pelos conceitos de tensão, deformação e resistência. A *tensão*[1] é a força exercida por unidade de área, que causa a deformação das rochas. A *deformação*[2] é a quantidade relativa de modificação na forma, expressa como porcentagem de distorção (por exemplo, compressão de uma rocha em 1% de seu comprimento). As rochas *fraturam-se* – isto é, perdem a coesão e rompem-se em duas ou mais partes – quando são tensionadas além de um valor crítico chamado de *resistência*[3].

Um **terremoto** ocorre quando as rochas sob tensão repentinamente rompem-se ao longo de uma falha geológica. A maioria dos terremotos grandes é causada por rupturas de falhas preexistentes, onde terremotos antigos já enfraqueceram as rochas na superfície da falha. Os dois blocos de rocha, em cada lado da falha, deslizam repentinamente, liberando energia na forma de ondas sísmicas, que sentimos como tremores do solo. Quando a falha desliza, a tensão é reduzida, caindo a um nível inferior ao da resistência da rocha. Após o terremoto, a tensão começa a aumentar novamente, levando, por fim, a outro terremoto grande. As falhas envolvidas nesse ciclo repetido de terremotos são chamadas de *falhas ativas* e concentram-se nas zonas estreitas que formam limites de placas, onde converge a maior parte da tensão e da deformação causadas pelo movimento de placas.

## A teoria do rebote elástico

O terremoto na Falha de Santo André, que devastou São Francisco (EUA) em 1906, recebeu o mais detalhado estudo dentre todos os terremotos ocorridos até aquela época.

**FIGURA 13.2** ■ Mapa da Califórnia, mostrando os segmentos da Falha de Santo André rompidos em 1680, 1857 e 1906. [Southern California Earthquake Center]

Pelo mapeamento do deslocamento do solo ao longo da falha e pela análise de registros sísmicos do terremoto, os geólogos conseguiram demonstrar que essa ruptura começou a oeste da ponte Golden Gate e propagou-se ao longo da falha por mais de 400 km, na direção sudeste da cidade jesuítica de San Juan Bautista e para o noroeste até Cabo Mendocino (**Figura 13.2**). Em 1910, um dos cientistas que estudou essa ruptura, Henry Fielding Reid, da Universidade Johns Hopkins, propôs a **teoria do rebote elástico**[4] para explicar a recorrência de terremotos em falhas ativas na crosta terrestre.

Imagine uma falha direcional entre dois blocos crustais e suponha que os agrimensores tenham pintado linhas retas no chão, estendendo-se perpendicularmente à falha, de um bloco ao outro, como na **Figura 13.3a.** Ambos os blocos estão sendo empurrados em direções opos-

**FIGURA 13.1** ■ Esta fotografia, tirada de um balão por George Lawrence cinco semanas após o terremoto de São Francisco em 18 de abril de 1906, mostra a devastação da cidade causada pelo tremor e pelos incêndios subsequentes. A vista é de Nob Hill na direção do distrito comercial. [CORBIS]

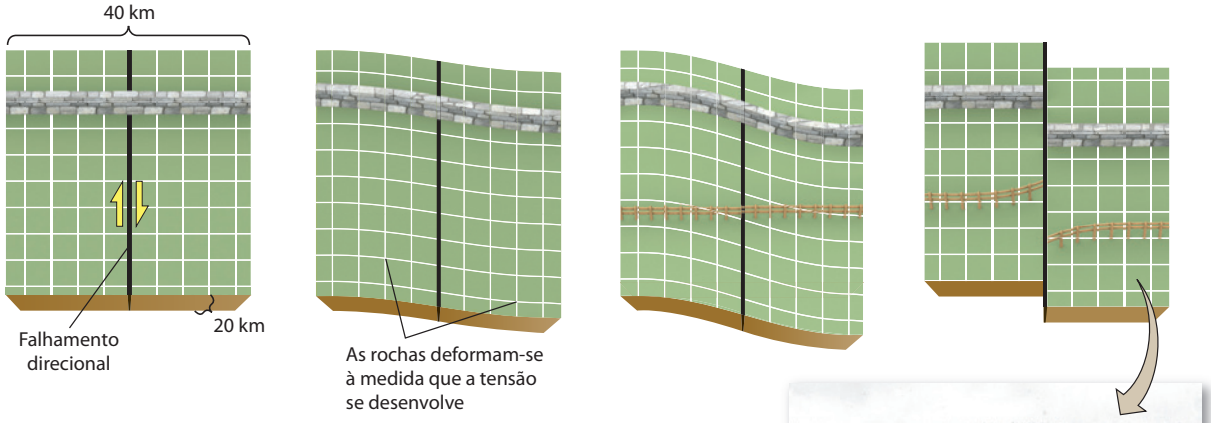
AS ROCHAS DEFORMAM-SE ELASTICAMENTE E, ENTÃO, RETORNAM AO ESTADO NÃO DEFORMADO DURANTE UMA RUPTURA EM UM TERREMOTO

**A** Um fazendeiro constrói um muro de pedras atravessando uma falha dextrógira poucos anos após a última ruptura.

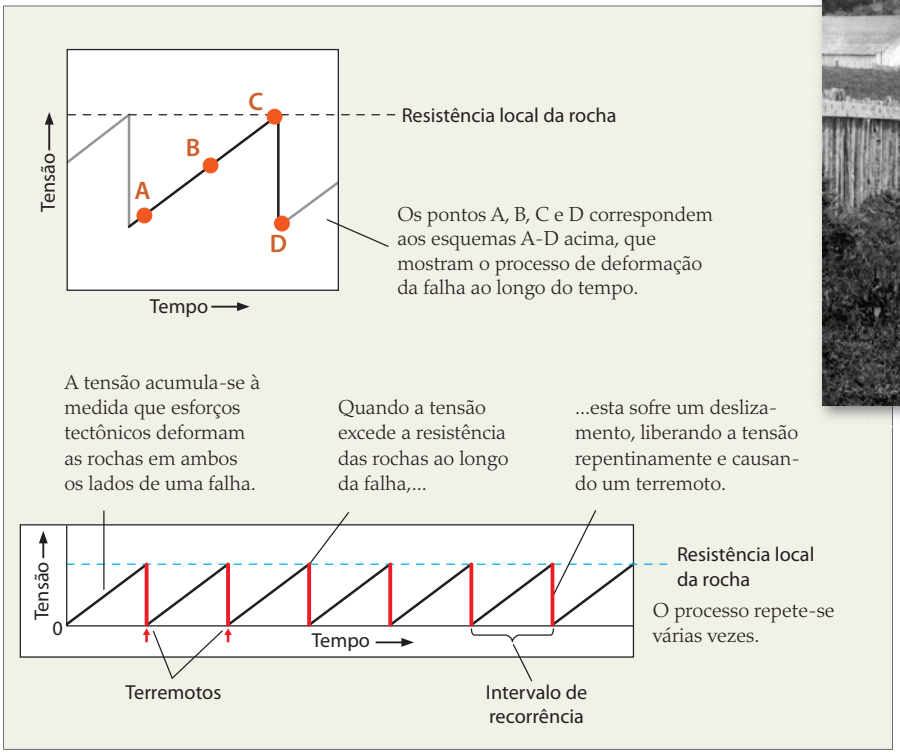
**B** Nos 150 anos seguintes, o movimento relativo entre os blocos, em ambos os lados da falha, causa a deformação do terreno e do muro de pedra.

**C** Logo antes da próxima ruptura, uma nova cerca é construída no terreno já deformado.

**D** A ruptura desloca a falha, reduzindo a tensão, e o rebote elástico recoloca os blocos em seu estado pré-tensional. Tanto o muro de pedras como a cerca são deslocados em iguais quantidades ao longo da linha de falha.




A TENSÃO ACUMULA-SE ATÉ ULTRAPASSAR A RESISTÊNCIA



Uma cerca construída sobre a Falha de Santo André próximo a Bolinas, Califórnia, é deslocada em quase 4 m após o grande terremoto de São Francisco em 1906.

**FIGURA 13.3** ■ A teoria do rebote elástico explica o ciclo de terremotos. Segundo a teoria, a tensão nas rochas acumula-se ao longo do tempo como resultado dos movimentos das placas. Os terremotos ocorrem quando a tensão ultrapassa a resistência da rocha. As rochas sob tensão deformam-se elasticamente e depois retornam ao estado não deformado quando ocorre um terremoto. Os esquemas de A a D mostram a deformação nos pontos rotulados de A a D no esquema inferior. [Foto de G. K. Gilbert/USGS]

tas pelo movimento das placas. Entretanto, o peso das rochas sobrejacentes comprime um contra o outro, assim, a fricção trava-os ao longo da falha. Eles não se movem, exatamente como um carro não se move quando o freio é acionado. Ao invés de deslizarem ao logo da falha com o aumento da tensão, os blocos são deformados elasticamente próximos a ela, como mostrado pelas linhas encurvadas na Figura 13.3b. Por *elasticamente*, queremos dizer que os blocos iriam reacomodar-se e retornar à sua forma sem tensão e indeformada se a falha, de repente, destrancasse.

À medida que os movimentos de placas continuam a empurrar os blocos em direções opostas, a deformação nas rochas – evidenciada pelo encurvamento das linhas pintadas – continua sendo acumulada, por décadas, séculos ou até milênios (Figura 13.3c). Em algum ponto, a resistência das rochas é excedida. O esforço friccional em algum local que detém o movimento da falha não aguenta mais e ela se rompe. Os blocos deslizam subitamente, e a ruptura estende-se ao longo de uma secção da falha.

A Figura 13.3d mostra como os dois blocos sofreram recuperação – foram reacomodados ao seu estado indeformado – após o terremoto. As linhas encurvadas imaginárias retificaram-se, e os blocos foram deslocados. (Note que uma cerca construída logo antes da ruptura foi dobrada pelo deslocamento.) A distância do deslocamento é chamada de **rejeito**. Na fotografia menor da Figura 13.3, pode-se ver que o rejeito durante o terremoto de 1906 foi de aproximadamente 4 m. A velocidade máxima do deslizamento em qualquer ponto na falha é em torno de 1 m/s, então todo o episódio de deslizamento da falha em determinado ponto leva apenas alguns segundos. Imediatamente a seguir, a falha fecha-se de novo. O movimento contínuo dos blocos nos dois lados da falha faz com que a tensão suba mais uma vez, e o ciclo de terremoto repete-se.

A energia de deformação elástica que lentamente se acumula, quando dois blocos são empurrados em direções opostas, é análoga à energia de deformação acumulada em um elástico de borracha quando ele é lentamente esticado. A liberação repentina de energia, assinalada pelo deslocamento ao longo de uma falha, é análoga ao violento *retorno* ou salto para trás que a borracha dá quando arrebenta. Do mesmo modo, a energia elástica é acumulada por muitas décadas em rochas submetidas a esforços. A energia é liberada no momento em que a falha se rompe, e parte dela é irradiada em forma de ondas sísmicas.

O modelo do rebote elástico implica que as falhas devem exibir periódicas acumulações e liberações de energia de deformação e que o tempo entre as rupturas, chamado de **intervalo de recorrência**, deve ser constante (conforme mostrado no painel inferior da Figura 13.3). O intervalo de recorrência pode ser calculado pela divisão do rejeito em cada ruptura pela taxa de rejeito em longo prazo. A taxa de deslizamento em longo prazo da Falha de Santo André, por exemplo, é de aproximadamente 30 mm/ano, de forma que terremotos com 4 m de rejeito devem ocorrer com um intervalo de recorrência em torno de uma vez a cada 130 anos.

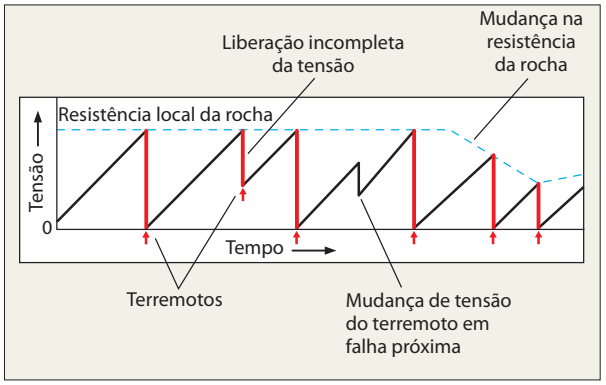



**FIGURA 13.4** ■ Irregularidades no ciclo de terremotos podem ser causadas por liberação incompleta da tensão, por mudanças na tensão resultantes de terremotos em falhas próximas e por variações locais na resistência da rocha.

Porém, como veremos mais adiante neste capítulo, a maioria das falhas ativas, inclusive a de Santo André, não exibe esse comportamento simples. Por exemplo, toda a deformação acumulada desde o último terremoto pode não ser liberada no próximo, ou seja, o rebote pode estar incompleto, ou a tensão em uma falha pode sofrer mudanças devido a terremotos em falhas próximas (**Figura 13.4**). Essa irregularidade é um dos motivos pelos quais é tão difícil prever terremotos.

## A ruptura das falhas durante os terremotos

O ponto no qual o deslocamento começa é o **foco**[5] do terremoto (**Figura 13.5**). O **epicentro** é o ponto geográfico na superfície da Terra diretamente sobre o foco. Por exemplo, você pode ouvir em um noticiário: "A U.S. Geological Survey informa que o epicentro do destrutivo terremoto ocorrido na noite passada na Califórnia foi localizado a 6 km a leste da Prefeitura de Los Angeles. A profundidade do foco foi de 10 km".

Na maioria dos terremotos que ocorrem na crosta continental, as profundidades focais variam de 2 a 20 km. Os terremotos continentais são raros abaixo de 20 km, porque, sob as altas temperaturas e pressões encontradas em grandes profundidades, a crosta deforma-se como material dúctil, em vez de frágil (assim como a cera quente flui quando é submetida a um esforço, enquanto a cera fria é rompida; ver Capítulo 7). Em zonas de subducção, entretanto, onde a litosfera oceânica fria mergulha de volta para o manto, os terremotos podem começar em profundidades de até 690 km.

A ruptura da falha não ocorre toda de uma vez. Ela começa no foco e espalha-se para fora no plano de falha, tipicamente com velocidade de 2 a 3 km/s (ver Figura 13.5). A ruptura para onde os esforços tornam-se insuficientes para continuar rompendo a falha (onde as rochas são mais resistentes) ou onde a ruptura entra em material dúctil, no qual ela não pode mais se propagar como uma

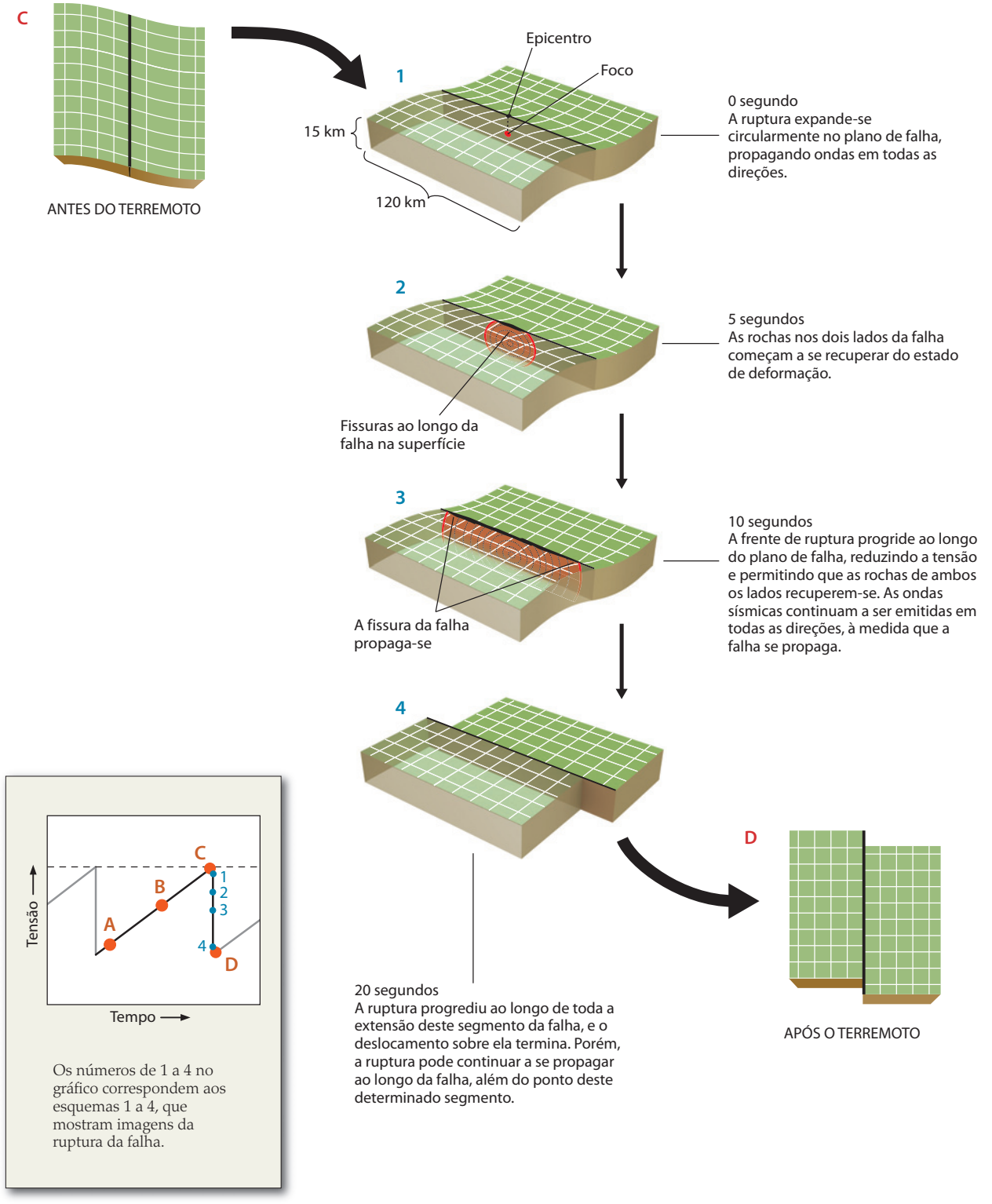



**FIGURA 13.5** ■ Durante um terremoto, o deslocamento começa no foco e espalha-se ao longo da superfície da falha. O esquema C é logo antes do terremoto, e o esquema D é logo após, como na Figura 13.3. Os esquemas 1 a 4 são imagens da ruptura de falha correspondentes aos pontos numerados no gráfico.

fratura. Como veremos mais adiante, neste capítulo, o tamanho de um terremoto está relacionado com a área total rompida pela falha. A maioria dos terremotos é muito pequena, ou seja, o tamanho da ruptura é bem menor que a profundidade do foco, de modo que a ruptura nunca quebra a superfície.

Em terremotos grandes e destrutivos, entretanto, as rupturas em superfície são comuns. Por exemplo, o grande terremoto de São Francisco, em 1906, causou deslocamentos de, em média, 4 m na superfície, ao longo de um setor da Falha de Santo André medindo 400 km (ver Figura 13.3). Os falhamentos nos maiores terremotos podem estender-se por mais de 1.000 km, e o deslocamento dos dois blocos pode atingir até 20 m. Geralmente, quanto mais longa a ruptura da falha, maior o deslocamento.

Como vimos, o deslocamento repentino dos blocos no momento do terremoto reduz o esforço na falha e libera grande parte da energia de deformação acumulada. A maior parte dessa energia acumulada é convertida em aquecimento por fricção na zona de falha, mas parte dela é liberada em forma de ondas sísmicas que se propagam para fora da ruptura, assim como as ondulações se propagam para além do ponto onde uma pedra cai na água parada. O foco de um terremoto gera as primeiras ondas sísmicas, embora as partes deslocadas da falha continuem a gerar ondas até que a ruptura pare. Em um grande evento, a falha continua a produzir ondas por várias dezenas de segundos. Essas ondas podem causar danos ao longo de toda a falha, até mesmo longe do epicentro. Cidades ao longo da Falha de Santo André ao norte de São Francisco sofreram sérios danos no terremoto de 1906.

## Abalos precursores e abalos secundários

Quase todos os grandes terremotos desencadeiam terremotos menores, chamados de **abalos secundários**[6]. Os abalos secundários seguem o *terremoto principal* em sequências, e seus focos são distribuídos no plano da falha do abalo sísmico principal e em torno dele (**Figura 13.6**). Os abalos secundários são um exemplo das complexidades dos terremotos não descritas por simples rebote elástico. Embora a tensão diminua ao longo da maior parte da superfície da ruptura, o deslocamento durante o terremoto principal pode aumentar a tensão em partes da superfície de falha que não se deslocam ou onde o deslocamento foi incompleto, bem como em regiões circundantes. Os abalos secundários acontecem onde a tensão excede a resistência da rocha.

Tanto a quantidade como o tamanho dos abalos secundários dependem da magnitude do abalo sísmico principal e ambas as frequências diminuem ao longo do tempo. A sequência de abalos secundários de um terremoto de magnitude 5 pode durar por apenas poucas semanas, enquanto para um terremoto de magnitude 7 pode prolongar-se por vários anos. O tamanho do maior abalo secundário é normalmente em torno de uma unidade de magnitude menor que o abalo sísmico secundário de até

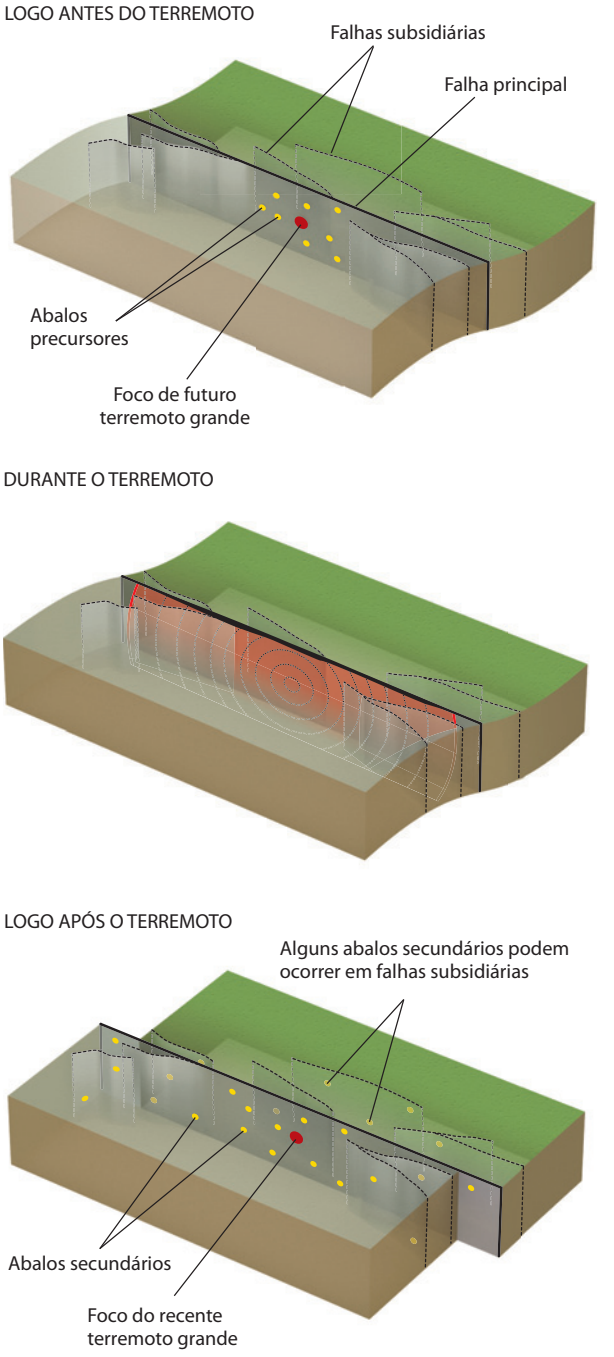



**FIGURA 13.6** ■ Os abalos secundários são terremotos menores que seguem um sismo grande (terremoto principal). O abalo precursor ocorre logo antes do terremoto principal.

a magnitude 6. Em regiões populosas, os tremores dos grandes abalos secundários podem ser muito perigosos, agravando os danos causados pelo abalo sísmico principal.

Um **abalo precursor** (ver Figura 13.6) é um pequeno terremoto que ocorre próximo, porém antes, de um abalo sísmico principal. Um ou mais abalos precursores

precederam muitos terremotos grandes, de modo que os sismólogos tentam utilizá-los para prever quando e onde os grandes terremotos poderiam ocorrer. Infelizmente, é muito difícil, em geral, distinguir os abalos anteriores de outros terremotos pequenos que ocorrem aleatoriamente em falhas ativas (a "sismicidade de fundo"). Portanto, esse método tem sido eficiente em raras ocasiões.

## Como estudamos os terremotos?

Como em qualquer ciência experimental, os instrumentos e as observações de campo fornecem os dados básicos utilizados para estudar os terremotos. Esses dados permitem aos pesquisadores localizar os terremotos, determinar seus tamanhos e quantidades de ocorrências e entender suas relações com as falhas.

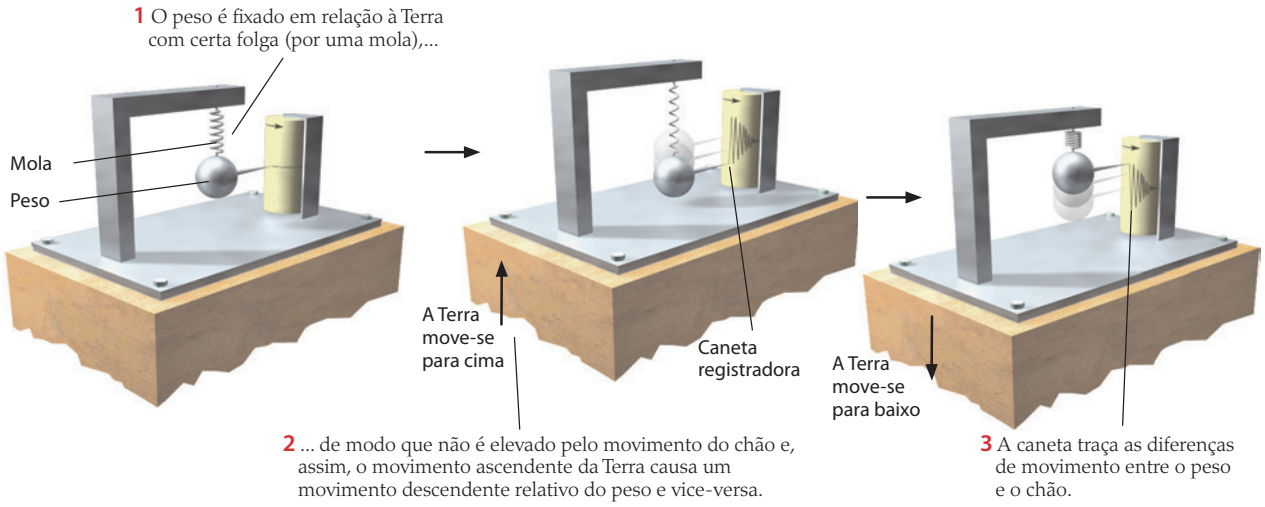
### Os sismógrafos

O **sismógrafo**, que registra as ondas sísmicas que os terremotos geram, é para o cientista da Terra o que o telescópio é para o astrônomo – uma ferramenta para examinar as regiões inacessíveis. (**Figura 13.7**). O sismógrafo ideal seria um aparelho instalado em um ponto estacionário, não fixo em relação à Terra. Quando o chão se movesse, os sismólogos poderiam medir a variação da distância entre o sismógrafo, que não se move, e o chão em vibração. Até agora, não existem meios de posicionar um sismógrafo que não esteja fixo à Terra – embora a moderna tecnologia espacial, como o Sistema de Posicionamento Global, possa suprir essa limitação. Então chegamos a um meio-termo. Fixamos um peso à Terra que tenha folga suficiente para que, embora o chão vibre para cima e para baixo e de um lado para outro, ele não tenha muito movimento.

Uma maneira de conseguir essa fixação folgada é suspendendo o peso por uma mola (Figura 13.7a). Quando ondas sísmicas movem o chão para cima e para baixo, o peso tende a permanecer estacionário devido à sua inércia (um objeto em repouso tende a permanecer em repouso), mas o peso e o chão movem-se relativamente um ao outro porque a mola pode ser comprimida ou esticada. Desse modo, o deslocamento vertical da Terra causado por ondas sísmicas pode ser registrado por uma caneta em um rolo de papel ou, hoje em dia, digitalmente, em um computador; tal registro é chamado de *sismograma*.

Outro modo de se conseguir uma fixação desse aparato no qual o peso tenha folga suficiente é utilizando um

(a) Sismógrafo projetado para detectar movimentos verticais.




(b) Sismógrafo projetado para detectar movimentos horizontais.

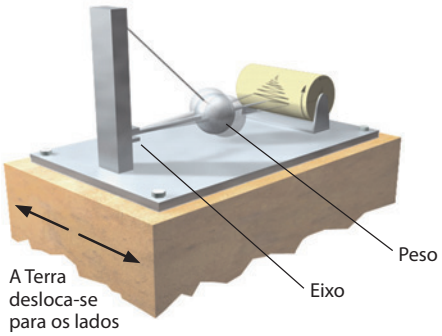
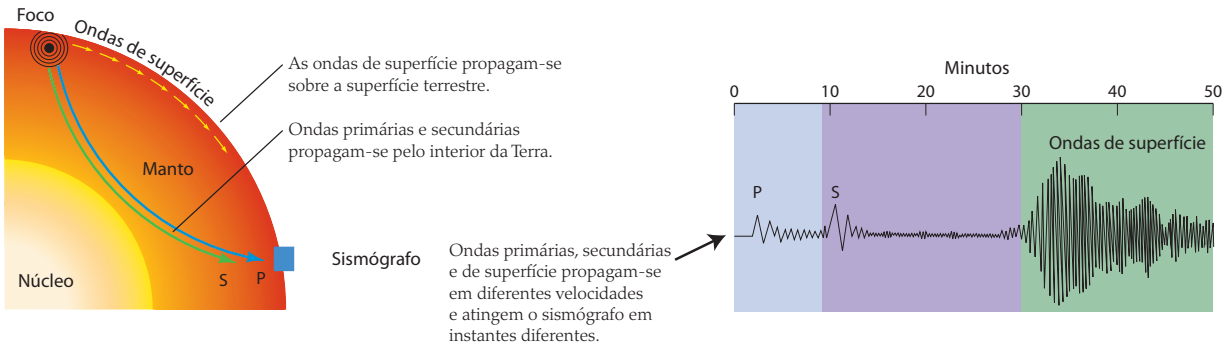



**FIGURA 13.7** ■ O sismógrafo consiste em um peso denso (como uma bola de aço) preso a um aparelho de gravação. Por causa de sua inércia e por serem fixados à Terra com certa folga, por meio de (a) uma mola ou de (b) um eixo, o peso não acompanha o movimento do chão.

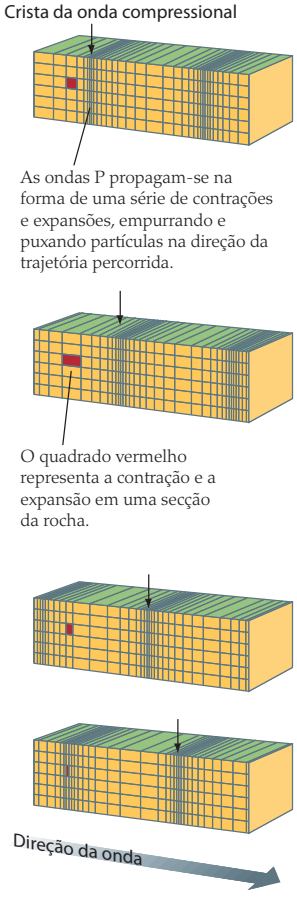
(a) As ondas sísmicas geradas no foco de um terremoto atingem um sismógrafo distante do evento.




(b) As ondas sísmicas são caracterizadas por diferentes tipos de deformação do solo.

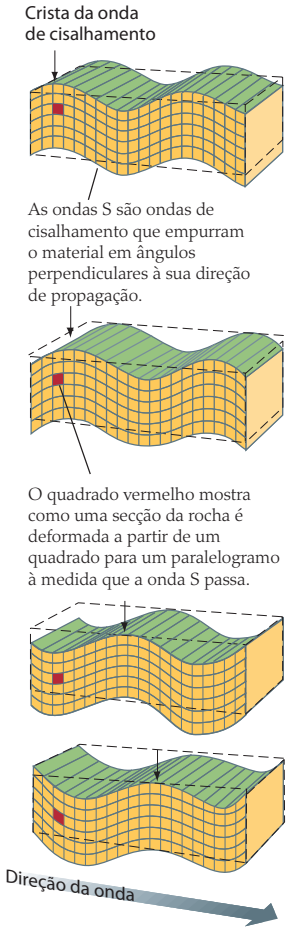
**Movimento das ondas P**

As ondas P (primárias) são ondas compressionais – como ondas sonoras – que se propagam rapidamente nas rochas.



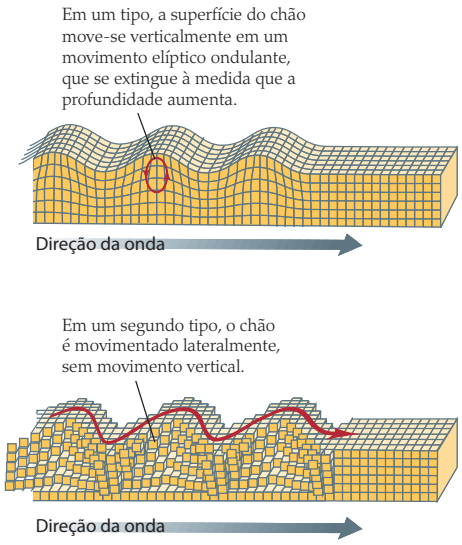

**Movimento das ondas S**

As ondas S (secundárias) propagam-se em velocidade próxima à metade da velocidade das ondas P.




**Movimento das ondas de superfície**

As ondas de superfície oscilam sobre a superfície terrestre, onde o ar permite a livre movimentação. Existem dois tipos de ondas de superfície.



eixo. Um sismógrafo que tem seu peso suspenso por eixos, como uma ponte oscilante (Figura 13.7b), pode registrar os movimentos horizontais do terreno. Um observatório típico tem instrumentos para medir os três componentes do movimento do chão: o vertical, para cima e para baixo; o horizontal, leste-oeste; e o horizontal, norte-sul. Os sismógrafos modernos podem detectar deslocamentos do chão de menos de um bilionésimo de metro – uma proeza impressionante, considerando que tais diminutos deslocamentos são de dimensões atômicas!

## As ondas sísmicas

Instale um sismógrafo em qualquer lugar e, em poucas horas, ele registrará a passagem de ondas sísmicas geradas por um terremoto em algum lugar da Terra. Essas ondas deslocar-se-ão do foco do terremoto através da Terra e chegarão ao sismógrafo em três grupos distintos (**Figura 13.8a**). As primeiras a chegar são chamadas de ondas primárias ou **ondas P**. Logo em seguida, chegam as ondas secundárias ou **ondas S**. Tanto uma como a outra deslocam-se através do interior da Terra. Por último, chegam as **ondas de superfície**, que se deslocam na superfície terrestre.

As ondas P que se propagam nas rochas são análogas às ondas sonoras que se transmitem no ar, exceto pelo fato de que as primeiras se propagam através das rochas sólidas da crosta terrestre em velocidades próximas a 6 km/s, ou seja, aproximadamente 20 vezes mais rápidas que as segundas, que se deslocam no ar. Assim como as ondas sonoras, as ondas P são *ondas compressionais*, denominadas dessa forma porque se propagam em materiais sólidos, líquidos e gasosos em sucessivas compressões e expansões. As ondas P podem ser vistas como ondas do tipo empurra-e-puxa: elas empurram ou puxam partículas de matéria na direção do caminho de sua propagação.

As ondas S propagam-se em rocha sólida com velocidades um pouco maiores que a metade daquelas das ondas P. Elas são chamadas de *ondas de cisalhamento*, porque deslocam o material em ângulos perpendiculares à sua trajetória de propagação. Não existem ondas de cisalhamento em líquidos ou gases.

As velocidades em que as ondas P e S propagam-se são maiores quando a resistência a seu movimento é maior. É preciso mais força para comprimir sólidos do que para cisalhá-los, então as ondas P sempre viajam mais rápido do que as ondas S através de um sólido, e é por isso que as ondas P de um terremoto chegam a um sismógrafo antes que as ondas S. Esse princípio físico também explica por que as ondas S não podem se propagar pelo ar, água ou núcleo externo líquido da Terra: os gases e os líquidos não oferecem resistência ao cisalhamento.

◀ **FIGURA 13.8** ■ Três diferentes tipos de ondas sísmicas são registrados por sismógrafos. (a) Os três tipos de ondas movem-se por caminhos e velocidades diferentes. (b) Eles também são caracterizados por tipos distintos de deformação do solo. Os quadrados vermelhos mostram a distorção de uma secção de rocha quando uma onda passa por ela.

As ondas de superfície são confinadas à superfície terrestre e às camadas mais superficiais, como ondas no oceano. Sua velocidade é levemente menor que a das ondas S. Um dos tipos de ondas superficiais estabelece um movimento ondulante no chão[7]; o outro tipo sacode o chão para os lados[8]. As ondas de superfície geralmente são as mais destrutivas em um terremoto grande e de foco raso, sobretudo em bacias sedimentares, onde as reverberações nos sedimentos frágeis próximos à superfície podem aumentar suas amplitudes, causando um tremor muito mais forte do que nas rochas do embasamento.

Muitas pessoas já sentiram as ondas sísmicas e testemunharam seu poder de destruição ao longo da história, mas somente no final do século XIX os sismólogos foram capazes de projetar instrumentos para registrá-las com precisão. As ondas sísmicas permitem-nos localizar os terremotos e determinar a natureza do falhamento que os produz. Elas também fornecem-nos a mais importante ferramenta para analisarmos o interior da Terra, como veremos no Capítulo 14.

## Como localizar o epicentro

Localizar o epicentro de um terremoto é como deduzir a distância até um raio com base no intervalo de tempo entre o relâmpago e o som do trovão – quanto maior a distância até o trovão, maior o intervalo de tempo. A luz propaga-se mais rápido que o som, portanto, a luz do relâmpago pode assemelhar-se às ondas P dos terremotos, e o som do trovão, às ondas S.

O intervalo de tempo entre a chegada das ondas P e S depende da distância que as ondas percorreram desde o foco: quanto maior o intervalo, maior a distância percorrida pelas ondas. Os sismólogos usam redes de sismógrafos sensíveis em todo o mundo e relógios de alta precisão para cronometrar a chegada de ondas sísmicas dos terremotos, bem como de locais de testes nucleares subterrâneos em localizações conhecidas. A partir dos resultados, construíram *curvas de tempo de viagem*, que mostram quanto tempo leva para que as ondas sísmicas de cada tipo percorram uma determinada distância.

Para determinar a distância aproximada de um epicentro, os sismólogos leem de um sismograma a quantidade de tempo que se passou entre a chegada das primeiras ondas P e as chegadas posteriores das ondas S. Então eles usam curvas de tempo de viagem, como aquela mostrada na **Figura 13.9**, para determinar a distância do sismógrafo até o epicentro. Se eles puderem estimar as distâncias a partir de três ou mais estações, podem localizar o epicentro, podem localizar o foco como o ponto que melhor explica todos os tempos de viagem. Eles podem, também, deduzir o momento do choque no epicentro – o *tempo de origem* do terremoto – porque o tempo de chegada das ondas P em cada uma das estações é conhecido, e é possível determinar a partir de curvas de tempo de viagem quanto tempo as ondas levaram para atingir a estação. Atualmente, todo esse processo é conduzido repetidamente por um computador, que usa dados de uma grande quantidade de

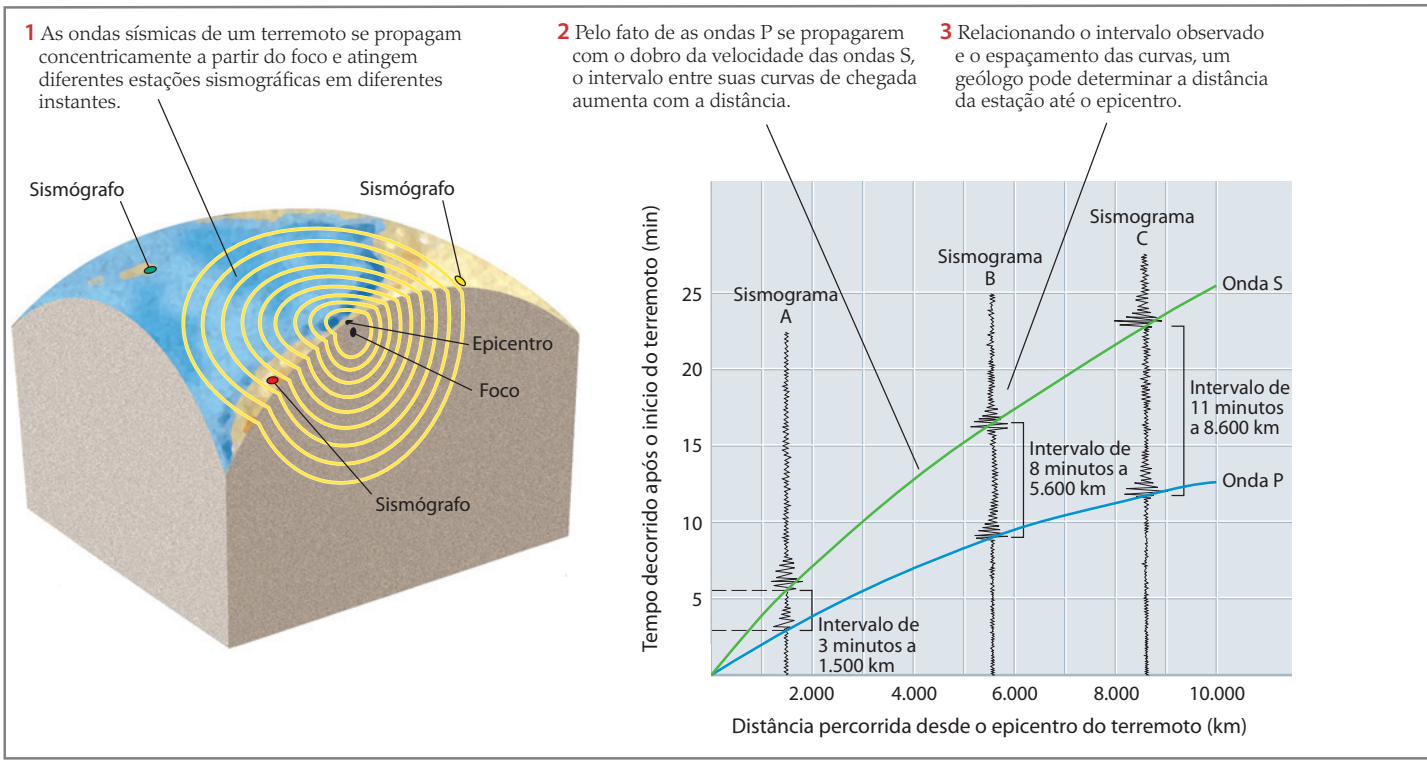



**FIGURA 13.9** ■ Leituras de três ou mais estações de sismógrafos podem ser usadas para determinar a localização do foco de um terremoto.

estações sismográficas para determinar o epicentro, a profundidade do foco e o tempo de origem.

## Como medir o tamanho de um terremoto

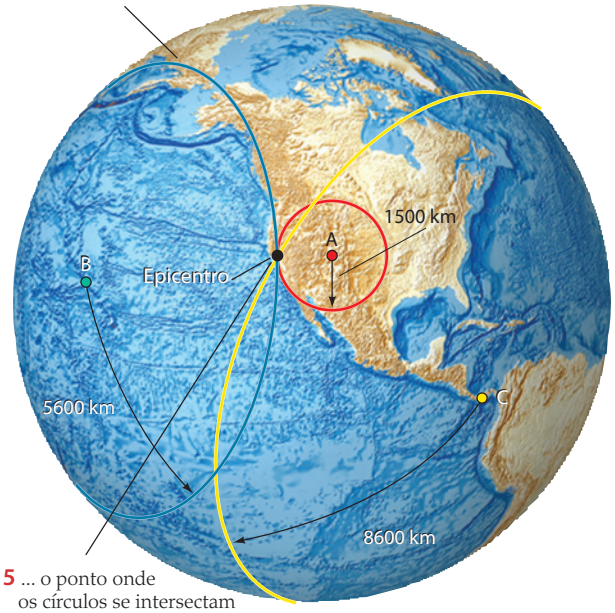
Localizar um terremoto é apenas um passo para descrevê-lo. Os sismólogos precisam também determinar seu tamanho ou *magnitude*. Sendo as outras variáveis iguais (como a distância até o foco e a geologia regional), a magnitude de um terremoto é o principal fator determinante da intensidade das ondas sísmicas e, assim, do seu potencial de destruição.

**MAGNITUDE RICHTER** Em 1935, Charles Richter, um sismólogo da Califórnia, desenvolveu um procedimento simples para determinar o tamanho de um terremoto, hoje chamado de *magnitude Richter* (**Figura 13.10**). Richter estudou Astronomia quando jovem e aprendeu que os astrônomos usam uma escala logarítmica para medir o brilho das estrelas, que varia ao longo de uma enorme amplitude de valores. Adaptando essa ideia aos terremotos, Richter utilizou o logaritmo da maior amplitude de onda registrada pelo sismógrafo durante um tremor de terra como sendo a medida do tamanho desse terremoto, definindo, assim, uma **escala de magnitude**.

Na escala Richter, dois terremotos ocorridos à mesma distância de um sismógrafo, cujos tremores de terra diferenciem-se por um fator de 10, diferirão, quanto à magnitude, em 1 unidade Richter. O tremor de terra de um terremoto de magnitude 3, portanto, é 10 vezes maior que o de um de magnitude 2. De forma semelhante, um terremoto de magnitude 6 produz tremores de terra que são 100 vezes maiores que os de magnitude 4. A energia liberada sob a forma de ondas sísmicas aumenta ainda mais com a magnitude do terremoto, em um fator de aproximadamente 32 para cada unidade Richter. Um terremoto de magnitude 8 libera $32 \times 32$, ou cerca de 1.000 vezes, a energia de um terremoto de magnitude 6.

As ondas sísmicas enfraquecem à medida que se propagam para longe do foco, então, para fazer seu procedimento funcionar para qualquer sismógrafo, Richter precisava encontrar uma maneira de corrigir a mensuração do movimento do solo para a distância entre o sismógrafo e o foco. Ele elaborou um gráfico simples que permitiu a sismólogos, em qualquer lugar do mundo, estudar seus registros e, em poucos minutos, obter aproximadamente o mesmo valor para a magnitude de um terremoto, seja qual for a distância entre os sismógrafos e o foco (ver Figura 13.10). Esse método é usado no mundo todo.

**MOMENTO SÍSMICO** Embora a "escala Richter" tenha se tornado um termo familiar, os sismólogos hoje em dia preferem uma medida do tamanho dos terremotos mais diretamente relacionada com as propriedades físicas do falhamento que causa o terremoto. Essa medida, cha-




mada de *momento sísmico*, é um número proporcional ao produto da área de falhamento e do deslocamento médio da falha. A *magnitude de momento* correspondente aumenta em aproximadamente uma unidade para cada aumento de 10 vezes na área do falhamento (ver Prática de Geologia).

Embora tanto o método de Richter como o do momento sísmico produzam aproximadamente os mesmos valores numéricos, o segundo pode ser quantificado com mais precisão a partir dos sismogramas e, também, ser deduzido diretamente a partir de medições do falhamento no campo.

**MAGNITUDE E FREQUÊNCIA** Os grandes terremotos ocorrem com frequência muito menor que a dos pequenos. Essa observação pode ser expressa pela simples relação entre frequências e magnitudes de terremotos (**Figura 13.11**). No mundo, a cada ano ocorrem, aproximadamente, 1 milhão de terremotos com magnitudes superiores a 2, e essa quantidade decresce segundo um fator de 10 para cada unidade de magnitude. Desse modo, ocorrem cerca de 100 mil terremotos com magnitudes maiores que 3, cerca de mil com magnitudes maiores que 5, e aproximadamente 10 com magnitudes maiores que 7.

De acordo com essa regra estatística, deve ocorrer, em média, um terremoto de magnitude maior do que 8 por ano e um terremoto com magnitude maior do que 9 a cada 10 anos. De fato, os terremotos verdadeiramente gigantescos, como os que ocorreram em falhas inversas nas zonas de subducção de Sumatra, em 2004 (magnitude de momento 9,2), no Alasca, em 1964 (magnitude 9,1), e no Chile, em 1960 (magnitude 9,5), parecem ser excepcionalmente raros, o que implica que existe um limite máximo para o tamanho de rupturas de falhas.

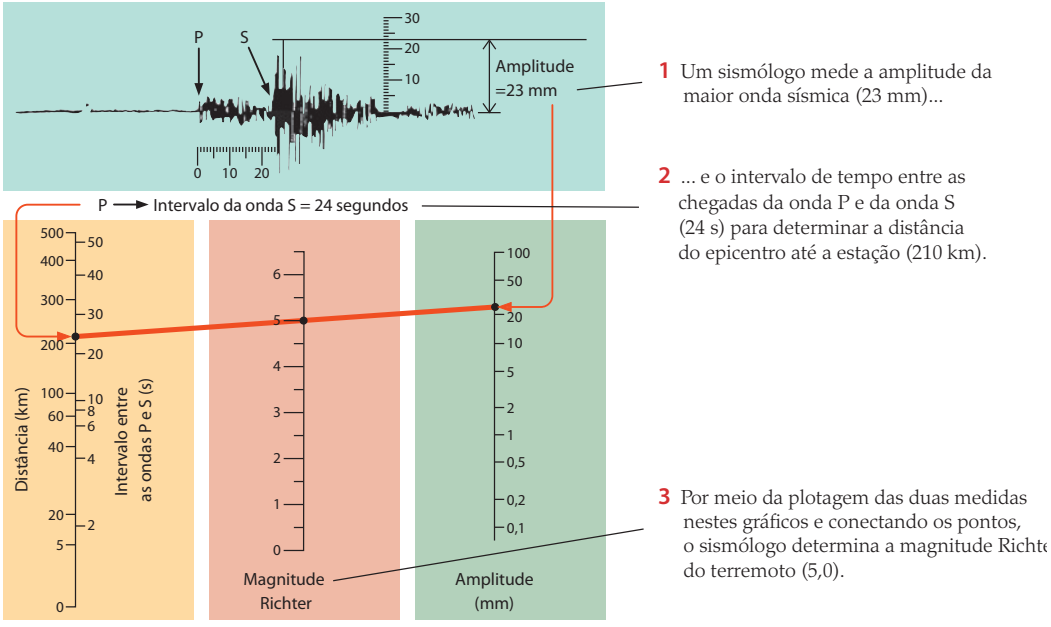



**FIGURA 13.10** ■ A amplitude máxima do tremor de terra, corrigida pelo intervalo entre as ondas P e S, é utilizada para atribuir uma magnitude Richter a um terremoto. [California Institute of Technology]

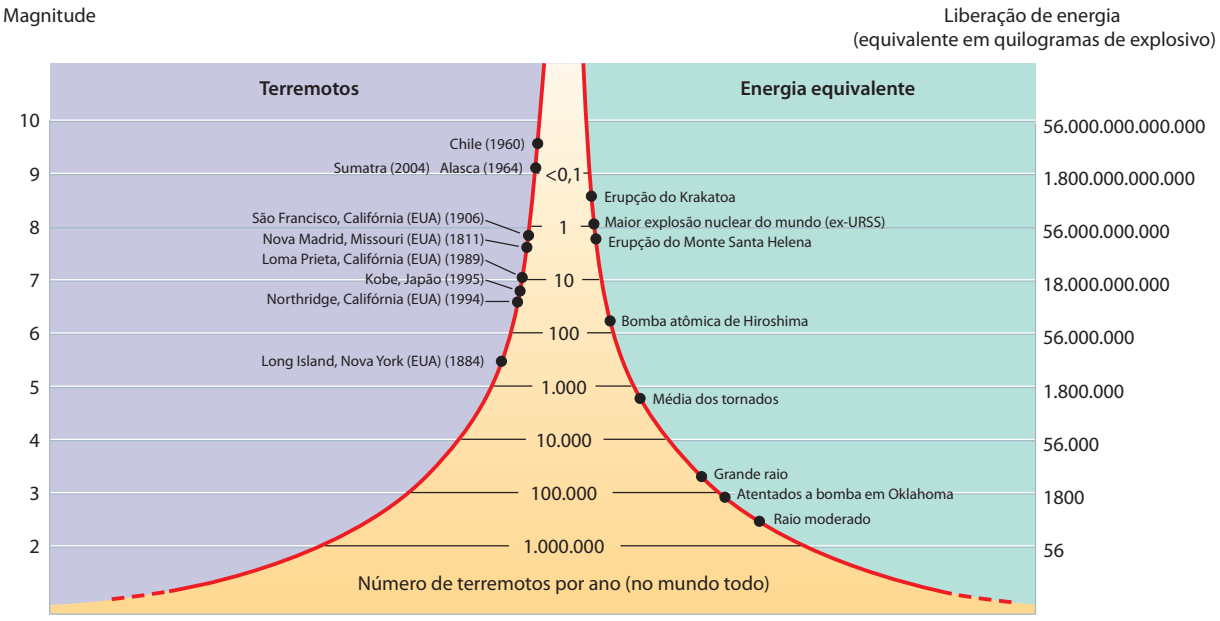



**FIGURA 13.11** ■ Relação entre momento sísmico, liberação de energia por terremotos e número de terremotos por ano no mundo. Exemplos de terremotos de magnitudes variadas e de outras grandes fontes de liberação súbita de energia estão incluídos para fins de comparação. [Adaptado de IRIS Consortium, http://www.iris.edu]

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Os terremotos podem ser controlados?

Os terremotos de magnitude 4 raramente resultam em muitos danos a comunidades próximas, ao passo que tremores de magnitude 8 podem ser muito destrutivos. Seria, de alguma forma, possível para os humanos controlar o deslocamento em uma falha para manter os terremotos pequenos?

Experimentos em campos de petróleo demonstraram que terremotos pequenos podem ser causados pela injeção de água ou outros fluidos em zonas de falhamento através de perfurações profundas. O fluido lubrifica a falha, reduzindo o atrito que evita seu deslocamento. É só bombear e pronto! Temos um terremoto. Por que não controlar o tamanho dos terremotos usando a técnica de injeção de fluidos para liberar energia em uma falha apenas em rupturas com magnitudes menores do que 4?

A viabilidade desse método depende de quantos eventos de magnitude 4 produziriam o mesmo deslocamento sobre a mesma área que um evento de magnitude 8. A partir de observações de muitos terremotos, os sismólogos descobriram duas regras simples sobre a magnitude de momento que podem orientar este cálculo:

1. *Regra de área*: a área do falhamento aumenta por um fator de 10 para cada unidade de magnitude de momento. Portanto, uma ruptura de magnitude 8 é 10 mil vezes maior que a área de uma ruptura de magnitude 4 [porque $10^{(8-4)} = 10^4$].
2. *Regra de deslocamento*: o deslocamento médio de uma ruptura de falha aumenta por um fator de 10 para cada duas unidades de magnitude de momento. Portanto, o deslocamento de uma ruptura de magnitude 8 é 100 vezes maior do que o de uma ruptura de magnitude 4 [porque $10^{(8-4)/2} = 10^2$].

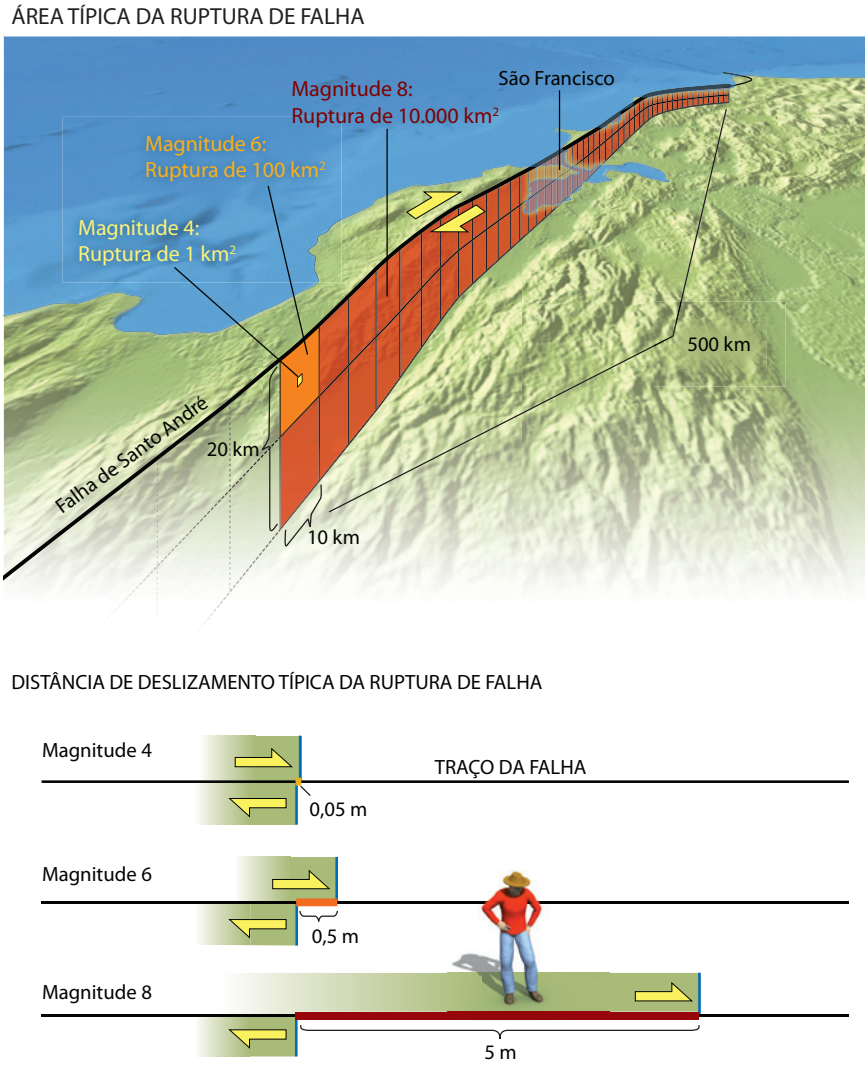
A área de uma ruptura de magnitude 8 geralmente é em torno de 10.000 km$^2$, e o deslocamento médio é de aproximadamente 5 metros por evento.

- A regra de área implica que a área de uma ruptura de magnitude 4 será 10 mil vezes menor do que a de uma ruptura de magnitude 8, ou 1 km$^2$.
- A regra de deslocamento implica que o deslocamento de uma ruptura de magnitude 4 será 100 vezes menor do que o deslocamento de uma ruptura de magnitude 8, ou 0,05 m (5 cm).

Portanto, o número de eventos de magnitude 4 necessário para ser equivalente a um único evento de magnitude 8 é

$$10.000 \times 100 = 1.000.000$$

Esse cálculo mostra que terremotos pequenos não acrescentam muito ao deslocamento que ocorre ao longo de uma falha; os grandes são os que realmente importam. Em uma falha como a de Santo André, que tem terremotos de magnitude próxima a 8 a cada 100 anos, teríamos que gerar terremotos de magnitude 4 a uma taxa de praticamente 10 mil por ano para absorver a mesma quantidade de movimento de falha.




O painel superior mostra como a área de ruptura da Falha de Santo André aumenta com a magnitude do terremoto. O painel inferior mostra como a distância do deslocamento da ruptura de falha aumenta com a magnitude.

A injeção de fluidos em falhas para aumentar a taxa de terremotos pequenos é uma má ideia por, no mínimo, dois motivos. Seria exorbitantemente caro: milhares de perfurações ao longo da falha e o bombeamento de enormes volumes de água até as profundidades focais do terremoto custariam bilhões de dólares. Também seria perigoso: uma das rupturas induzidas pela injeção de fluidos poderia se tornar um terremoto muito maior do que pretendido. Um esforço para controlar terremotos poderia acabar causando um terremoto grande!

***PROBLEMA EXTRA:*** Quantos terremotos de magnitude 4 forneceriam o mesmo deslocamento sobre a mesma área que um terremoto de magnitude 6?

**INTENSIDADE DO TREMOR** A magnitude de um terremoto não descreve o seu poder de destruição, porque o tremor que causa destruição geralmente se enfraquece ao se distanciar da ruptura da falha. Um terremoto de magnitude 8, em uma área remota longe da cidade mais próxima, pode não causar perdas humanas ou econômicas, enquanto um terremoto de magnitude 6 imediatamente sob uma cidade causará, provavelmente, sérios danos.

No final do século XIX, antes que Richter inventasse sua escala de magnitude, os sismólogos e os engenheiros de terremotos desenvolveram métodos para estimar a **intensidade** do tremor de sismos diretamente a partir dos efeitos destrutivos de um evento. O Quadro 13.1 mostra a *escala de intensidade Mercalli modificada*, em homenagem a Giuseppe Mercalli, o cientista italiano que a propôs em

**QUADRO 13.1 Escala de intensidade Mercalli modificada**

| Nível de intensidade | Descrição |
|---|---|
| I | Não percebido. |
| II | Percebido por apenas algumas pessoas em repouso. Objetos suspensos podem oscilar. |
| III | Percebido notavelmente dentro de casa. Muitos não o reconhecem como um terremoto. Veículos parados podem oscilar levemente. |
| IV | Percebido por muitas pessoas dentro de casa e por poucas na rua. Louças, janelas e portas são perturbadas. Os veículos parados oscilam de forma perceptível. |
| V | Percebido por quase todas as pessoas; muitas acordam. Alguns pratos e janelas quebram. Objetos instáveis caem. |
| VI | Sentido por todos. Alguns móveis pesados movem-se. Danos leves. |
| VII | Danos leves a moderados em prédios bem construídos; danos consideráveis em estruturas mal construídas ou mal projetadas; algumas chaminés quebram. |
| VIII | Danos consideráveis em prédios bem construídos. Danos enormes em estruturas mal construídas. Queda de chaminés, materiais empilhados em indústrias, colunas, monumentos e muros. |
| IX | Danos enormes em prédios bem construídos, com colapso parcial. Alicerces de prédios são deslocados. |
| X | Algumas estruturas bem construídas de madeira desmoronam; a maioria das estruturas de concreto e de madeira é destruída. Trilhos recurvam-se. |
| XI | Poucas estruturas de alvenaria permanecem em pé. Pontes caem. Trilhos ficam muito recurvados. |
| XII | Destruição total. Linhas de visão e de nível são distorcidas. Objetos são arremessados ao ar. |

1902. Essa escala de intensidade atribui um valor, dado como um numeral romano de I a XII, à intensidade do tremor em um determinado local. Por exemplo, a um local onde um terremoto só é levemente sentido por poucas pessoas é atribuído o valor II, enquanto a um local onde ele foi sentido por quase todos é dada uma intensidade de V. Os números no limite superior da escala descrevem quantidades crescentes de danos. A descrição atribuída ao maior valor, XII, é concisamente apocalíptica: "Estrago total. Linhas de visão e de nível distorcidas. Objetos lançados para o ar".

Fazendo observações em vários locais e entrevistando muitas pessoas que vivenciaram um terremoto, ou mesmo examinando registros históricos, os sismólogos podem gerar mapas mostrando linhas de intensidades iguais. A **Figura 13.12** mostra um mapa de intensidades do terremoto de magnitude 7,7 ocorrido em 16 de dezembro de 1811 em Nova Madrid, próximo ao extremo sul do Missouri, que foi sentido de uma localidade tão distante quanto Boston. Embora as magnitudes sejam máximas geralmente próximo à ruptura da falha, elas também dependem da geologia local. Por exemplo, para locais situados a iguais distâncias da ruptura, o tremor tende a ser mais intenso em sedimentos macios (especialmente sedimentos saturados em água próximos às linhas de costa) do que em rochas duras do embasamento. Desse modo, os mapas de intensidade fornecem aos engenheiros dados cruciais para projetar estruturas que possam suportar os tremores de um terremoto.

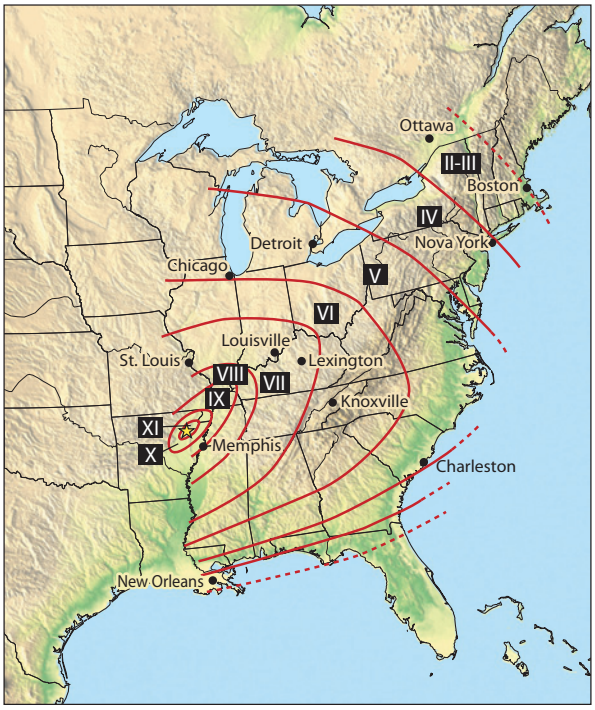



**FIGURA 13.12** ■ Intensidades da escala Mercalli modificada medidas no terremoto de Nova Madrid, em 16 de dezembro de 1811, um evento de magnitude 7,7 próximo à junção entre o Missouri, o Arkansas e o Tennessee (EUA). As regiões próximas à ruptura da falha mostram intensidades superiores a IX, e intensidades de até VI foram observadas a 200 km do epicentro (ver Quadro 13.1). [Carl W. Stover and Jerry L. Cossman, USGS Professional Paper 1527, 1993]

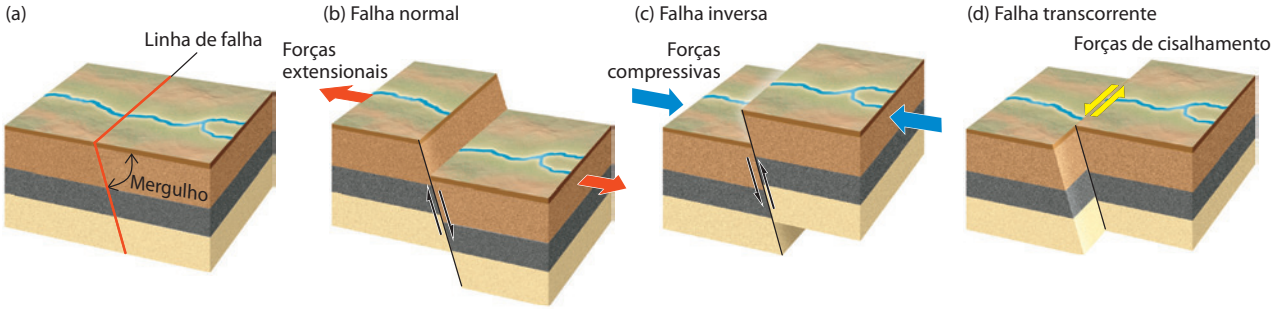



**FIGURA 13.13** ■ Os três principais tipos de movimentos de falhas que iniciam os terremotos e as tensões que os causam. (a) Situação antes da ocorrência do movimento. (b) Falha normal devido à tensão extensional. (c) Falha inversa devido à tensão compressiva. (d) Falha transcorrente (neste caso, evógira) devido à tensão cisalhante.

## A determinação dos mecanismos de falhamento

O padrão de um tremor de terra também depende da orientação da ruptura de falha e da direção do deslocamento, que, juntas, especificam o **mecanismo de falhamento** de um terremoto. O mecanismo de falhamento nos diz se a ruptura se deu em uma falha *normal*, *inversa* ou *transcorrente*. Se a ruptura foi em uma falha transcorrente, o mecanismo de falhamento também nos diz se o sentido do movimento foi lateral direito (ou *dextrógiro*) ou lateral esquerdo (*levógiro*) (ver a definição desses termos na Figura 7.8). Podemos, então, usar essa informação para inferir o padrão regional de forças tectônicas (**Figura 13.13**).

Em rupturas rasas que quebram a superfície do terreno, podemos às vezes deduzir o mecanismo do falhamento a partir de observações de campo na escarpa de falha. Como vimos, entretanto, a maioria das rupturas é muito profunda para romper a superfície, portanto, temos que inferir o padrão de falhamento a partir dos movimentos medidos nos sismógrafos.

Em grandes terremotos ocorridos em quaisquer profundidades, isso torna-se fácil, porque existem sismógrafos suficientes no entorno do foco do terremoto em todo o mundo. Em algumas direções a partir do foco, o primeiro tremor de terra registrado – a onda P – é um *empurrão* divergente a partir do foco, causando um movimento ascendente em um sismógrafo vertical. Em outras direções, o movimento inicial de terra é um *puxão* em direção ao foco, causando

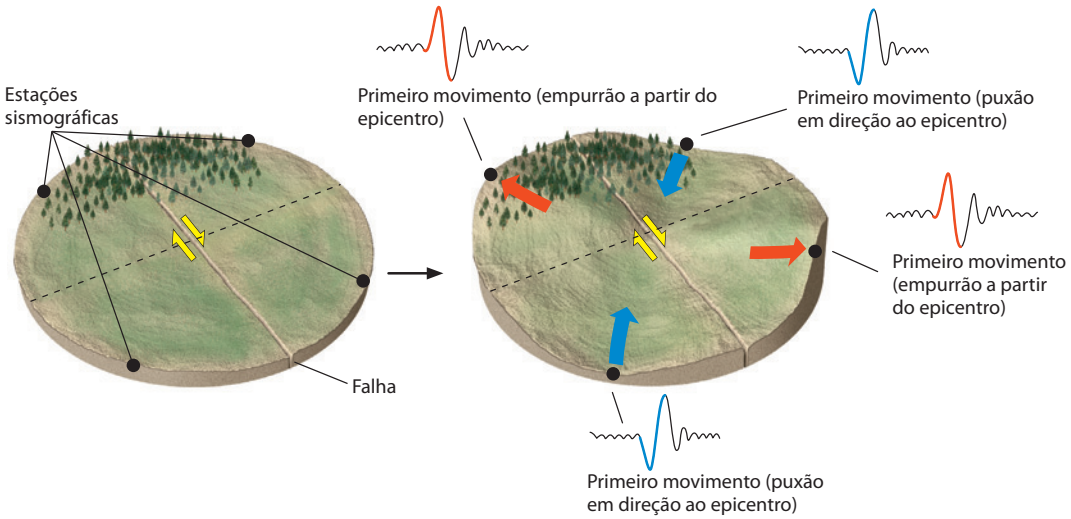



**FIGURA 13.14** ■ O primeiro movimento das ondas P atingindo estações sismográficas é usado para determinar a orientação do plano de falha e a direção do deslizamento. O caso mostrado aqui é para a ruptura de uma falha transcorrente dextrógira. Note que o padrão alternado de empurrões e puxões permaneceria o mesmo se o plano perpendicular à falha se rompesse com deslocamento levógiro. Frequentemente, os sismólogos podem escolher qual das duas possibilidades é a correta usando informação adicional, como o mapeamento de campo da linha de falha ou alinhamentos de abalos posteriores ao longo do plano de falha.

um movimento descendente em um sismógrafo vertical. Em outras palavras, o deslocamento em uma falha parece um empurrão se você o vê de uma direção, mas parece um puxão se você o vê de outra (**Figura 13.14**). Os empurrões e puxões podem ser subdivididos em quatro secções, com base nas posições das estações sismográficas. Um dos dois limites das secções é a orientação da falha; o outro é um plano perpendicular à falha. A direção do deslocamento é inferida a partir do arranjo dos empurrões e puxões. Desse modo, sem evidência superficial, os sismólogos podem deduzir se as forças crustais que desencadearam o terremoto foram extensionais, compressivas ou de cisalhamento.

## Medidas por GPS e terremotos "silenciosos"

Como foi discutido no Capítulo 2, as estações de GPS podem registrar o lento movimento das placas litosféricas. Esses instrumentos podem também medir a deformação que é dada por tais movimentos, assim como o repentino movimento em uma falha quando rompida em um terremoto.

Atualmente, os sismólogos estão usando observações de GPS para estudar um outro tipo de movimento ao longo de falhas ativas. Sabe-se há muitos anos que algumas secções da Falha de Santo André, na Califórnia central, deslizam continuamente ao invés de romperem-se repentinamente. Esses deslocamentos deformam lentamente as estruturas e rompem os pavimentos que atravessam a linha de falha. Recentemente, novas redes de estações de GPS encontraram movimentos na superfície, em limites convergentes de placas, que refletem eventos de deslizamento transitórios (de curta duração) mais profundos. Cada um desses eventos de deslizamento pode durar semanas. Eles foram chamados de *terremotos silenciosos* porque os movimentos graduais não desencadeiam ondas sísmicas destrutivas. Todavia, eles lentamente liberam grandes quantidades de energia deformacional.

Essas observações levantam muitas questões que os geólogos estão tentando responder. O que faz as falhas romperem-se e deslizarem catastroficamente em alguns locais e deslocarem-se gradualmente em outros? Será que a liberação de energia deformacional por deslocamento gradual torna menos frequentes ou menos graves os terremotos destrutivos dessas regiões? Será que terremotos silenciosos podem ser usados para prever terremotos potencialmente destrutivos? A pesquisa científica está a caminho de responder todas essas questões.

# Terremotos e padrões de falhamentos

Como vimos, as redes de sismógrafos sensíveis permitem que os sismólogos localizem os terremotos em todo o globo, mensurem suas magnitudes e deduzam seus mecanismos de falhamento. Esses métodos estão revelando novas informações sobre os processos tectônicos em proporções muito menores que as das placas em si. Nesta seção, resumiremos o padrão global de ocorrência de terremotos a partir da perspectiva da tectônica de placas e mostraremos como o estudo das redes de falhas ativas está aperfeiçoando nosso entendimento a respeito de falhamentos em limites de placas e no interior delas.

## Visão geral: terremotos e tectônica de placas

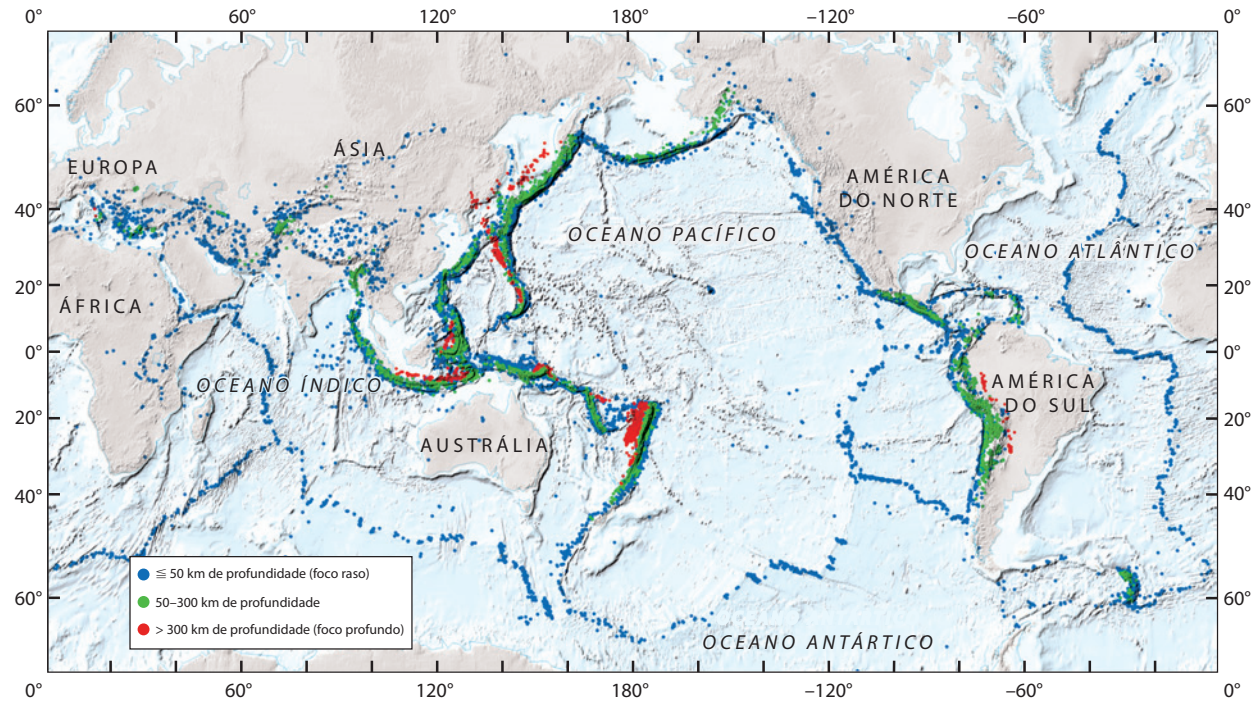
O *mapa de atividade sísmica* na **Figura 13.15a** mostra os epicentros de terremotos ocorridos no mundo em um período de 27 anos. Uma das feições mais evidentes nesse mapa, conhecido pelos sismólogos há muitas décadas, são os cinturões de terremotos que marcam os principais limites de placas. Os mecanismos de falhamento observados para terremotos nesses cinturões (Figura 13.15b) são consistentes com os tipos de falhamento ao longo de diferentes tipos de limites de placas descritos no Capítulo 7.

**LIMITES DIVERGENTES** Os estreitos cinturões de terremotos rasos que cortam as bacias oceânicas coincidem com as dorsais mesoceânicas e com os deslocamentos delas nas falhas transformantes. As ondas P registradas em tremores nas cristas, das dorsais indicam que eles são causados por falhamentos normais. A direção das falhas é paralela ao sentido das cristas e elas mergulham em direção ao vale em rifte mesoceânico. O falhamento normal indica que as forças extensionais estão em ação à medida que as placas são separadas durante a expansão do assoalho oceânico. Os terremotos também apresentam um padrão normal de falhamento em zonas onde a crosta continental está sendo separada, como nos vales em rifte do leste da África e nas províncias das Bacias e Cristas (*Basin and Range*) do oeste da América do Norte.

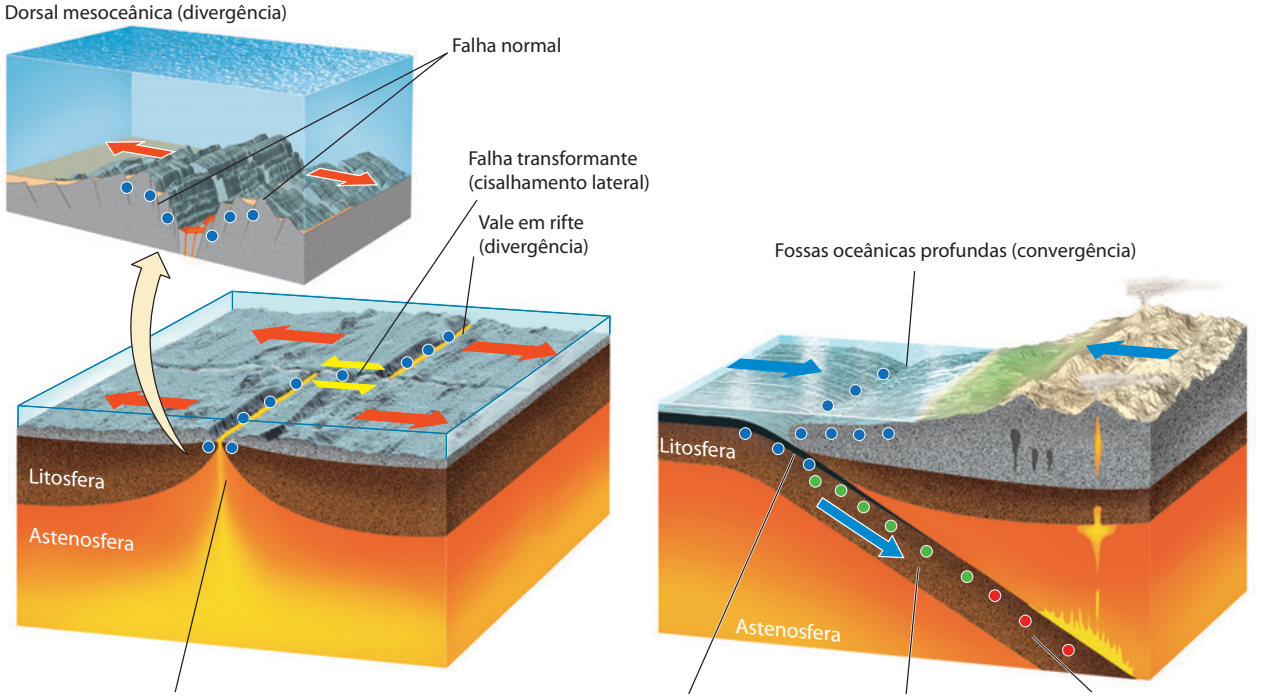
**LIMITES TRANSFORMANTES** A atividade de terremotos é ainda maior ao longo de limites transformantes de placas, que deslocam os segmentos da dorsal. Esses terremotos mostram mecanismos transcorrentes – assim como alguém esperaria em locais onde as placas deslizam uma em relação à outra em direções opostas. Além disso, em terremotos ao longo de falhas transformantes, o deslocamento indicado pelo mecanismo de falhamento é levógiro, nos casos em que a crista da dorsal fica à direita, e dextrógiro, quando a crista fica à esquerda. Essas direções são o oposto do que seria necessário para criar os desvios da dorsal, mas são consistentes com a direção do deslocamento previsto para expansão do assoalho oceânico. Em meados da década de 1960, os sismólogos usaram essa propriedade diagnóstica de falhas transformantes para apoiar a hipótese da expansão do assoalho oceânico.

**FIGURA 13.15** ■ A maioria dos terremotos ocorre em limites de placas. (a) Mapa global de atividade sísmica por um período de 27 anos. Cada ponto representa o epicentro de um terremoto de magnitude acima de 5. Note a concentração de terremotos ao longo de limites entre as principais placas litosféricas. [Mapa baseado em dados do catálogo do Harvard CMT; gráfico por M. Boettcher e T. Jordan]. (b) Os mecanismos de falhamento observados em diferentes tipos de limites de placas confirmam as previsões da teoria da tectônica de placas. ▶

(a) Sismicidade mundial de 1976 a 2002




(b) Mecanismos de falhamento nos limites de placa




Os terremotos rasos coincidem com a falha normal, em limites divergentes, e com a falha transcorrente, em falhas transformantes.

Os grandes terremotos rasos ocorrem principalmente em falhas de empurrão, em limites de placas.

Os terremotos de foco intermediário ocorrem na placa descendente.

Os terremotos de foco profundo ocorrem na placa descendente.

Os movimentos das falhas transformantes que cortam a crosta continental, como a Falha de Santo André e a falha Alpina da Nova Zelândia (ambas dextrógiras), também concordam com as previsões da tectônica de placas.

**LIMITES CONVERGENTES** Os maiores terremotos do mundo ocorrem nos limites de placas convergentes. Os três maiores terremotos dos últimos cem anos foram desse tipo: o terremoto do Alasca (1964); o de Sumatra (2004); e o maior de todos, o do Chile (1960) na zona de subducção a oeste do país. Durante o terremoto do Chile, a crosta da Placa de Nazca deslizou 15 m, em média, sob a crosta da Placa da América do Sul em uma ruptura de falha com uma área maior que o Estado do Kansas! Os mecanismos de falhamento mostram que esses grandes terremotos ocorrem por compressão horizontal ao longo de gigantescas falhas de empurrão, chamadas de mega-empurrões, que formam limites onde uma placa subduz outra. Esses três terremotos deslocaram o assoalho oceânico, gerando tsunâmis.

A atividade sísmica mais profunda na Terra também ocorre em limites convergentes. Quase todos os terremotos ocorridos além dos 100 km de profundidade rompem a placa oceânica descendente em zonas de subducção. Os mecanismos das falhas desses terremotos profundos mostram diversas orientações, mas são consistentes com a deformação esperada na placa descendente à medida que a gravidade puxa a mesma para baixo em direção ao manto em convecção. Os terremotos mais profundos ocorrem nas placas mais antigas – portanto, mais frias –, como aquelas sob a América do Sul, sob o Japão e sob os arcos de ilhas do Pacífico Ocidental.

**TERREMOTOS INTRAPLACA** Embora a maioria dos terremotos ocorra em limites de placas, uma pequena porcentagem da atividade sísmica global é originada no interior das placas. Os focos desses *terremotos intraplaca* são relativamente rasos, e a maioria ocorre em continentes. Dentre eles estão os mais destrutivos da história norte-americana: uma sequência de três grandes eventos próximo a Nova Madrid, Missouri (1811-1812); Charleston, Carolina do Sul (1886); e o de Cape Ann, próximo a Boston, Massachusetts (1755). Muitos desses terremotos intraplaca ocorrem em antigas falhas que uma vez fizeram parte de antigos limites de placas. As falhas não mais formam limites de placas, mas permanecem como zonas de fraqueza da crosta, que concentram e liberam tensões intraplacas.

Um dos mais trágicos terremotos intraplaca (magnitude 7,6) registrados ocorreu próximo a Bhuj, no Estado de Gujarat, oeste da Índia, em 2001. Estima-se que cerca de 20 mil vidas foram perdidas. O epicentro foi a 100 km ao sul do limite entre as placas Indiana e Eurasiana. Os geólogos indianos acreditam que os esforços compressivos responsáveis pelo terremoto de Bhuj foram originados pela colisão da Índia com a Eurásia. Aparentemente, enormes forças crustais podem ainda causar falhamentos em uma placa litosférica, longe dos limites de placas modernos – nesse caso, desencadeando uma falha de empurrão anteriormente desconhecida, em uma profundidade próxima a 20 km.

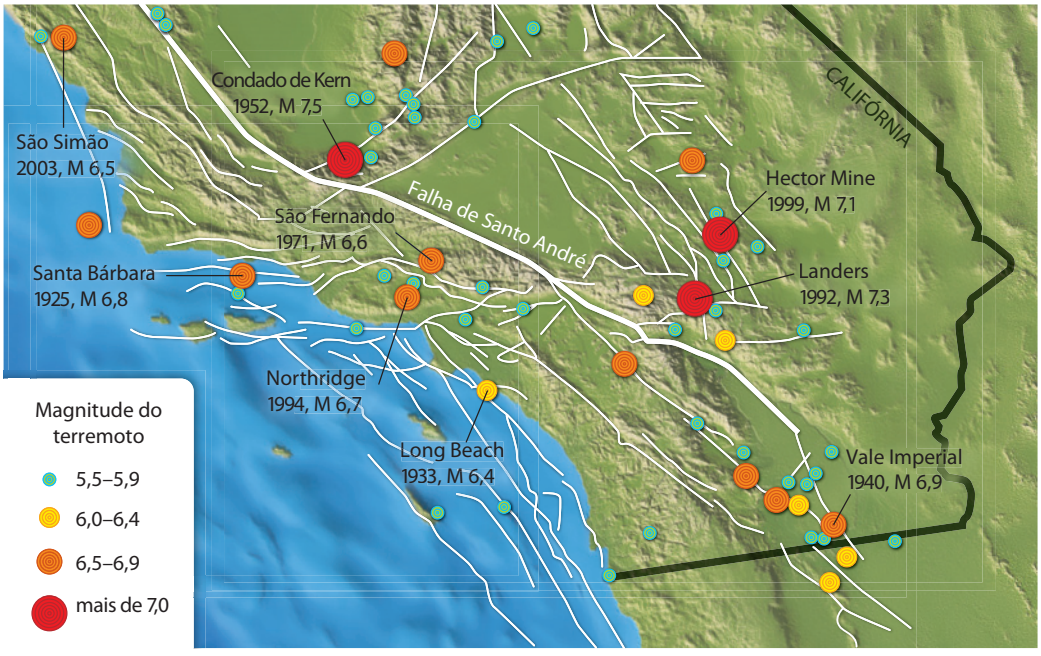



**FIGURA 13.16** ■ Um mapa do sistema de falhas do sul da Califórnia, mostrando os traços de superfície da Falha de Santo André (linha espessa branca) e suas falhas secundárias (linhas brancas finas). Os círculos coloridos mostram os epicentros de terremotos com magnitudes maior do que 5,5 durante o século XX. Os terremotos significativos são classificados com nome, ano e magnitude. [Southern California Earthquake Center]

## Sistemas regionais de falhas

Embora a maioria dos terremotos concorde com os tipos de falhamentos previstos pela tectônica de placas, um limite de placas raramente pode ser descrito apenas como uma falha, sobretudo quando envolver a crosta continental. Em vez disso, a zona de deformação entre duas placas em movimento consiste em uma rede de falhas em interação – um *sistema de falhas*. O sistema de falhas no sul da Califórnia fornece um exemplo interessante (**Figura 13.16**).

A "falha principal" desse sistema é a nossa velha Nêmesis[9], a Falha de Santo André – uma falha transcorrente dextrógira que corta a Califórnia (EUA) em direção noroeste desde a fronteira com o México até costa afora na parte norte do Estado (ver Figura 7.7). Entretanto, há várias falhas secundárias, em ambos os lados da Falha de Santo André, que geram grandes terremotos. De fato, a maioria dos terremotos destrutivos no sul da Califórnia ao longo do século passado ocorreu nessas falhas secundárias.

Por que o sistema de falhas de Santo André é tão complexo? Parte da explicação tem a ver com a própria geometria da Falha de Santo André. Uma curva na falha cria forças compressivas que causam falhas inversas na área ao norte de Los Angeles, conforme descrito no Capítulo 7. As falhas inversas nessa "Grande Curva" foram responsáveis por dois terremotos letais, o de São Fernando, em 1971 (magnitude 6,6, com 65 pessoas mortas), e o de Northridge, em 1994 (magnitude 6,7, com 58 pessoas mortas) (ver Figura 13.16). Ao longo dos últimos milhões de anos, falhamentos de empurrão soergueram as montanhas de São Gabriel até elevações de 1.800 a 3.000 m.

Outra complicação é a deformação extensional que está ocorrendo a leste da Califórnia, na Província de Bacias e Cristas (*Basin and Range*), que cruza o Estado de Nevada e grande parte de Utah e do Arizona (ver Capítulos 7 e 10). Essa larga zona de deformação extensional conecta-se com o sistema de falhas de Santo André por meio de uma série de falhas que correm ao longo do flanco oeste da Sierra Nevada e através do deserto Mojave. As falhas desse sistema foram responsáveis pelo grande terremoto de Landers, em 1992 (magnitude 7,3), e pelo terremoto de Hector Mine, em 1999 (magnitude 7,1), assim como o grande sismo de Owens Valley, em 1872 (magnitude 7,6).

## Danos e riscos dos terremotos

Ao longo do último século, os terremotos causaram uma média de 13 mil mortes por ano e centenas de bilhões de dólares em perdas econômicas. Dois terremotos na Califórnia – o de Loma Prieta, em 1989 (magnitude 7,1), que ocorreu na Falha de Santo André, mais ou menos 80 km ao sul de São Francisco, e o de Northridge, em 1994 – estão entre os desastres mais caros da história dos Estados Unidos. Os danos chegaram a 10 bilhões de dólares no terremoto de Loma Prieta e a 40 bilhões de dólares no de Northridge, devido a suas proximidades com áreas de grande densidade populacional. Cerca de 60 pessoas foram mortas em cada evento, mas a lista de vítimas seria muito maior se os rigorosos códigos que regulam as construções resistentes a terremotos não fossem respeitados (**Figura 13.17**).

**FIGURA 13.17** ■ Dezesseis pessoas morreram no condomínio Northridge Meadows, em Los Angeles, durante o terremoto de Northridge, em 1994. As vítimas viviam no primeiro andar e foram esmagadas quando os andares superiores colapsaram. Muitos outros prédios como este teriam colapsado se as edificações mais novas da área não tivessem sido construídas de acordo com os estritos códigos para resistência a terremotos. [Nick Ut, Files/AP Photo]

**FIGURA 13.18** ■ Esta via expressa elevada em Kobe, no Japão, foi destruída durante o terremoto de 1995. [Tom Wagner/CORBIS/SABA]

Os terremotos destrutivos são ainda mais frequentes no Japão do que na Califórnia. A história dos terremotos destrutivos registrada no Japão, que remonta a 2 mil anos, deixou uma impressão indelével no povo japonês. Talvez por essa razão, o Japão seja a nação mais preparada para lidar com terremotos. O país implementou campanhas impressionantes de educação pública, códigos de obras e sistemas de alarmes. Apesar de todo esse preparo, mais de 5.600 pessoas morreram em um terremoto devastador (com magnitude 6,9), que atingiu a cidade de Kobe em 16 de janeiro de 1995 (**Figura 13.18**). A quantidade de mortos e feridos e os enormes danos nas estruturas (50 mil construções destruídas) resultaram, por um lado, da menor severidade dos códigos de construção que estavam em vigor antes de 1980, quando grande parte da cidade foi construída, e, por outro, da localização da ruptura do terremoto bem próxima à cidade.

## Como os terremotos causam danos

Os terremotos podem causar destruição de diversas maneiras. Os eventos prejudiciais ocorrem como reações em cadeia, nas quais os efeitos primários dos terremotos – falhamento e tremor de terra – geram perigos secundários, como deslizamentos de terra, tsunâmis e outros processos destrutivos no ambiente construído, sobretudo incêndios.

**FALHAMENTO E TREMORES** Os *perigos primários* dos terremotos são as rupturas no chão, que ocorrem quando as falhas se rompem, a permanente subsidência e o soerguimento da superfície terrestre causados pelo falhamento, e o tremor de terra, originado pelas ondas sísmicas irradiadas durante a ruptura. As vibrações do solo podem sacudir tanto as estruturas que elas chegam a colapsar. As acelerações do terreno próximas ao epicentro de um grande terremoto podem se aproximar ou até exceder a aceleração da gravidade, de modo que um objeto em repouso na superfície pode literalmente ser arremessado ao ar. Poucas estruturas construídas pelo homem podem suportar um tremor tão intenso, e aquelas que o conseguem são seriamente danificadas.

O colapso de prédios e de outras estruturas é a principal causa de danos econômicos e perdas humanas durante os terremotos. Nas cidades, a maioria das fatalidades é causada por desabamento de prédios e de seus interiores. O número de mortos pode ser alto principalmente em áreas densamente populadas de países em desenvolvimento, onde os prédios são com frequência construídos com tijolos e cimento e não têm reforço de aço. Mais de 86 mil pessoas foram mortas por um forte terremoto na região da Caxemira, entre o Paquistão e a Índia em 8 de outubro de 2005, inclusive muitas crianças em escolas de construção deficiente (**Figura 13.19**). Outros terremotos recentes com alto número de mortos incluem o terremoto de Tangshan, na China, em 1976 (mais de 240 mil mortos); o terremoto de Spitak, na Armênia, em 1988 (25 mil mortos); o terremoto de Izmit, na Turquia, em 1999 (15.600 mortes); o terremoto de Bhuj, na Índia, em 2001 (20 mil mortes); o terremoto de Bam, no Irã, em 2003 (30 mil mortos); e o terremoto de Wenchuan, na China, em 2008 (87 mil mortos).

**DESLIZAMENTOS E OUTROS TIPOS DE AVARIAS NO SOLO** Os efeitos primários do falhamento e do tremor de terra geram uma série de *perigos secundários*. Entre eles, estão deslizamentos de terra e outras formas de avarias no chão, que dão origem a movimentos em massa dos materiais terrestres (descritos no Capítulo 16). Quando as ondas sísmicas sacodem os solos saturados em água, eles comportam-se como líquidos e tornam-se instáveis. O chão simplesmente flui, levando prédios, pontes e qualquer outra coisa consigo. A liquefação do solo destruiu a área residencial de Turnagain Heights, próximo a Anchorage, Alasca, no terremoto de 1964 (ver Figura 16.16); a via expressa de Nimitz, próxima a São Francisco, no terremoto de Loma Prieta, em 1989; e diversas áreas em Kobe, no terremoto de 1995.

Em alguns casos, os estragos no chão podem causar mais danos que o tremor de terra em si. Um imenso deslizamento de rochas e neve (mais de 50 milhões de metros cúbicos) desencadeado por um terremoto no Peru, em 1970, destruiu as cidades montanhesas de Yungay e Ranrahirca (Figura 16.25). Das mais de 66 mil pessoas mortas no terremoto, cerca de 18 mil morreram na avalanche.

**TSUNÂMIS** Os terremotos que ocorrem sob os oceanos geram, ocasionalmente, ondas marítimas gigantescas, comumente chamadas de "ondas de maré", mas são mais precisamente designadas como **tsunâmis** ("onda do porto", em japonês), uma vez que não têm nenhuma relação

**FIGURA 13.19** ■ Busca de vítimas de um colapso de escola causado pelo terremoto de 2005, na Caxemira. [AP Photo/Aamir Qureshi, pool]

com as marés. Os tsunâmis são, de longe, os perigos mais fatais e destrutivos associados aos maiores terremotos mundiais: os eventos de megaempurrão que ocorrem em zonas de subducção.

Quando há uma ruptura em um megaempurrão, o assoalho oceânico pode ser empurrado em direção ao continente da fossa de mar profundo para cima em até 10 m, deslocando uma grande massa da água oceânica sobrejacente. Esse distúrbio flui externamente em ondas que se propagam pelo oceano com velocidades de até 800 km/h (tão rápido quanto um jato comercial). No mar profundo, um tsunâmi quase não é perceptível, mas quando se aproxima das águas rasas costeiras, as ondas diminuem e se acumulam, inundando a linha costeira em paredes de água que podem atingir alturas de dezenas de metros (**Figura 13.20**). Esse "acúmulo" pode propagar-se para o continente por centenas de metros, ou mesmo quilômetros, dependendo da inclinação da superfície terrestre.

Os tsunâmis causados por eventos de megaempurrão são mais comuns no Oceano Pacífico, que está cer-

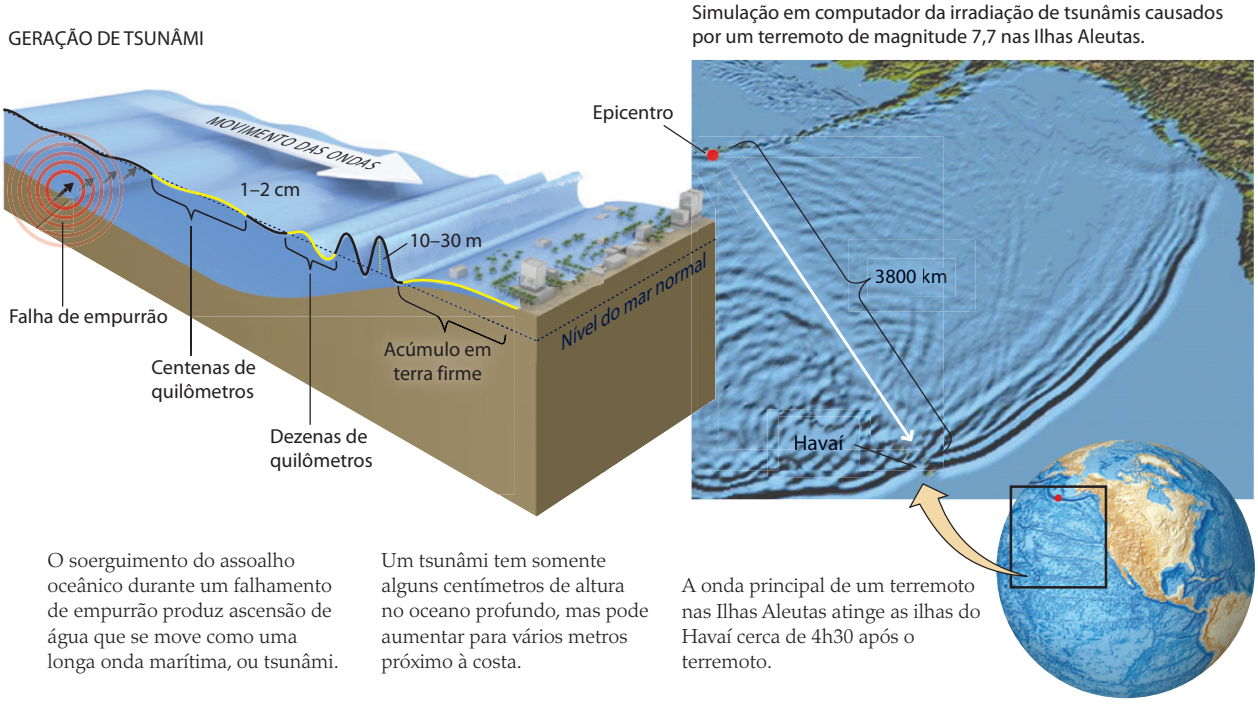



**FIGURA 13.20** ■ Os terremotos em megaempurrões podem gerar tsunâmis que podem se propagar através de bacias oceânicas. [Simulação por Pacific Marine Environmental Laboratory]

# Jornal da Terra

## 13.1 O grande terremoto do Alasca

Às 17h36min de 27 de março de 1964, a crosta sob a Enseada do Príncipe Guilherme começou a romper. O deslocamento teve início em um pequeno trecho da superfície da falha e acelerou externamente como uma rachadura pelo vidro. A ruptura desceu desenfreadamente a linha costeira do Alasca por mais de 700 km, até passar da Ilha Kodiak, com velocidades que atingiram 2,7 km/s. Quando parou, seis minutos mais tarde, a Placa do Pacífico havia se deslocado sob a Placa da América do Norte em até 20 m ao longo de uma superfície de falha do tamanho do Estado de Iowa. As ondas sísmicas propagaram-se a partir da ruptura sobre a superfície terrestre e através do seu interior profundo, fazendo com que o planeta soasse como um sino por muitos dias. O empurrão da Placa da América do Norte para o mar raso deslocou diversas centenas de bilhões de toneladas de água, que se afastaram da falha em um enorme tsunâmi. As ondas de água, mais lentas do que as ondas sísmicas, porém mais fatais, passaram pelas baías e enseadas da costa montanhosa como um monstro ondulante, ganhando altura à medida que se aproximavam da costa. O geólogo regional de Valdez, Ralph Migliaccio, escreveu o seguinte relatório:

*Nos segundos de tremores iniciais, era aparente para testemunhas oculares que algo violento estava ocorrendo na área da orla marítima de Valdez... Homens, mulheres e crianças foram vistos cambaleando ao redor da doca, procurando algo em quê se segurar... Quase imediatamente, formou-se uma grande onda, esmagando tudo em seu caminho... Diversas pessoas afirmaram que a onda tinha 10 metros ou mais... Mais ou menos 10 minutos após a onda inicial ter recuado, uma segunda onda atravessou a orla marítima carregando grandes volumes de destroços... Seguiu-se uma calmaria de aproximadamente 5 ou 6 horas, durante a qual equipes de busca conseguiram vasculhar a área da orla atrás de possíveis sobreviventes. Não havia nenhum.*

A cidade de Anchorage, 100 quilômetros a oeste do epicentro, ficou protegida do tsunâmi, mas sofreu danos consideráveis, sobretudo na região baixa de sedimentos marcios que se tornaram liquefeitos pelo tremor, causando um gigantesco deslizamento de terra (ver Figura 16.16). Robert Atwood, que vivia na zona residencial de Turnagain Heights, descreveu sua experiência durante o deslizamento:

*Eu recém tinha começado a praticar o meu trompete quando ocorreu o terremoto... Fui em direção à porta... Árvores altas estavam caindo em nosso quintal. Pedaços do chão, em formas de quebra-cabeça, moviam-se para cima e para baixo, inclinados em todos os ângulos... A casa de meu vizinho entrou em colapso e deslizou para o precipício.*

O tsunâmi propagou-se através do Oceano Pacífico, atingindo linhas costeiras a milhares de quilômetros de distância. Em Crescent City, Califórnia (EUA), uma série de ondas grandes inundou o porto, começando quatro horas após a ruptura. Após o ataque das duas primeiras ondas, sete pessoas retornaram para uma estalagem à beira do mar para buscar seus objetos de valor. Uma vez que o oceano parecia normal, ficaram para tomar um drinque e foram atingidas pela terceira onda, que matou cinco delas.

O grande terremoto do Alasca, em 1964, gerou um tsunâmi que destruiu a cidade portuária de Valdez. [U.S. Geological Survey]

cado de zonas de subducção muito ativas. Por exemplo, o terremoto do Chile, em 1960, e o do Alasca, em 1964, geraram tsunâmis transoceânicos que causaram morte e destruição a milhares de quilômetros dos epicentros. Em uma localidade, próximo a Valdez, no Alasca, o tsunâmi de 1964 fez com que a lateral de uma montanha atingisse uma altura de 67 m! (Ver Jornal da Terra 13.1.)

Distúrbios do assoalho oceânico causados por deslizamentos de terra ou erupções vulcânicas também podem produzir tsunâmis. O tsunâmi gerado pela explosão do vulcão Krakatoa, na Indonésia, em 1883, atingiu 40 m de altura e afogou 36 mil pessoas na região costeira próxima.

**INCÊNDIOS** Os perigos secundários dos terremotos também incluem processos destrutivos que têm origem na natureza do próprio ambiente construído, como os incêndios gerados por linhas de gás rompidas ou por redes elétricas derrubadas. Os danos nas redes de água em um terremoto podem tornar o combate aos incêndios uma tarefa impossível – uma circunstância que contribuiu para o incêndio de São Francisco após o terremoto de 1906 (ver Figura 13.1). A maioria dos 140 mil óbitos no terremoto de Kanto, em 1923, um dos maiores desastres ocorridos no Japão, resultou de incêndios nas cidades de Tóquio e Yokohama.

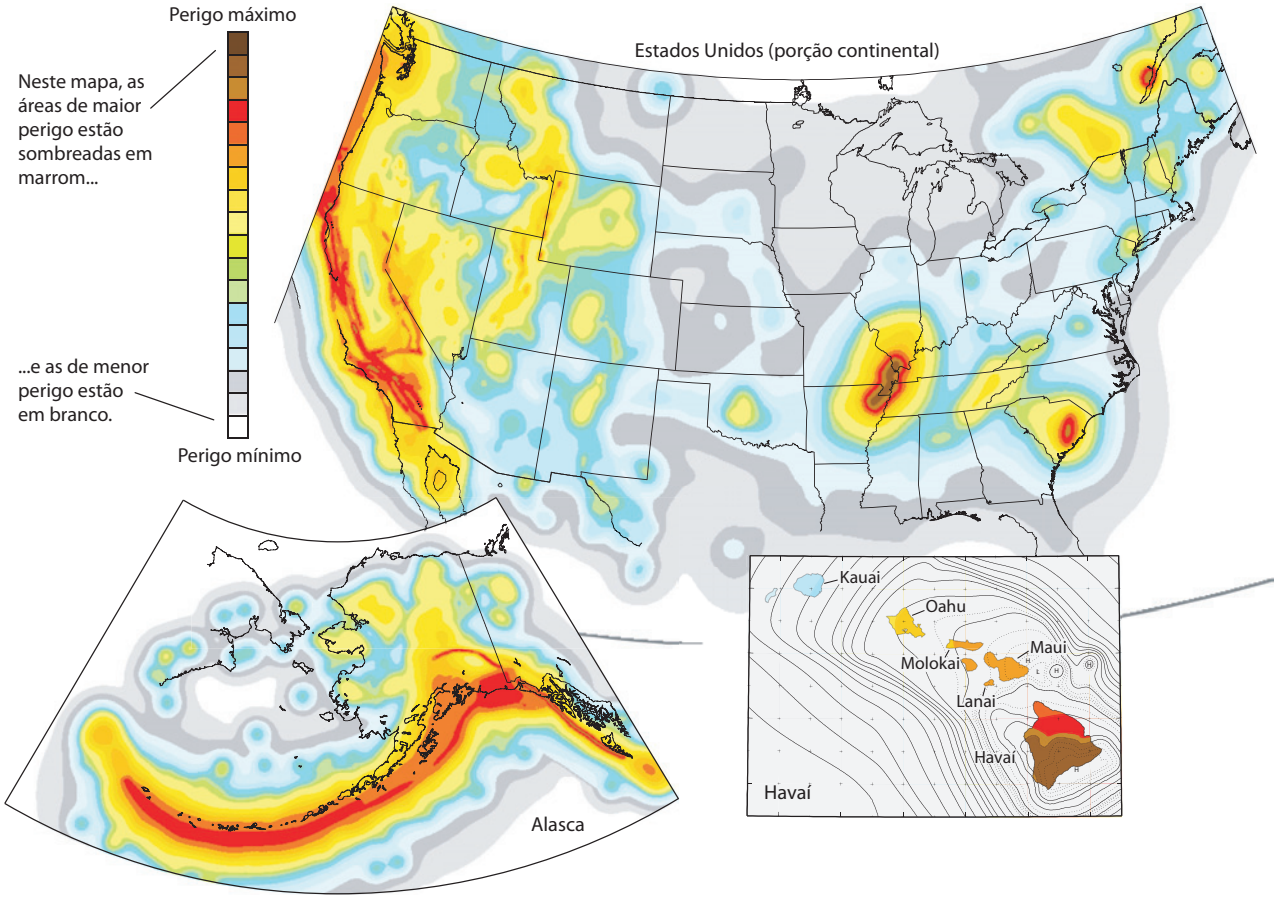



**FIGURA 13.21** ■ Mapa de perigo sísmico para os Estados Unidos. As regiões de maior perigo estão sobre os limites de placas da Costa Oeste e do Alasca e no lado sul da Ilha do Havaí. Nas regiões central e leste dos Estados Unidos, as áreas de maior perigo estão próximas a Nova Madrid, Missouri e Charleston, Carolina do Sul; no leste do Tennessee; e em porções do nordeste. [U.S. Geological Survey, http://geohazards.cr.usgs.gov/eq/]

## A redução de riscos em terremotos

Ao se estimar a possibilidade de danos por terremotos, ou de qualquer tipo de desastre natural, é importante fazer a distinção entre *perigo* e *risco*. No caso dos terremotos, o **perigo sísmico**[10] é uma medida da frequência e intensidade da vibração sísmica e do rompimento do chão que podem ser esperados a longo prazo em um lugar específico. O perigo depende da proximidade do local com as falhas ativas que podem gerar terremotos e pode ser expresso sob a forma de um mapa de perigo. A **Figura 13.21** apresenta o mapa nacional de perigo sísmico produzido pelo U. S. Geological Survey.

Diferentemente, o **risco sísmico**[11] descreve o *dano* que pode ser esperado a longo prazo para uma região específica, como um Estado ou um país, medido, geralmente, em termos de mortes e do prejuízo médio em dólares por ano. O risco depende não só do perigo sísmico, mas também da exposição da região a riscos sísmicos (sua população, número de construções e outros tipos de infraestrutura) e de sua fragilidade (a vulnerabilidade aos abalos sísmicos de suas estruturas construídas). Estimar o risco sísmico é um trabalho complexo, pois muitas variáveis geológicas e econômicas devem ser consideradas. Os resultados do primeiro estudo abrangente em nível nacional, publicado pela Agência Federal de Administração de Emergências[12] dos Estados Unidos em 2001, são apresentados na **Figura 13.22**.

As diferenças entre perigo e risco sísmicos podem ser observadas comparando os dois tipos de mapas nacionais. Por exemplo, embora os níveis de perigo sísmico no Alasca e na Califórnia sejam altos, a exposição na Califórnia é muito maior, totalizando um risco total também maior. A Califórnia lidera, dentre os Estados norte-americanos, o risco sísmico, com cerca de 75% do total nacional; na verdade, um único condado, Los Angeles, contribui com 25%. Contudo, o problema é realmente nacional: 46 milhões de pessoas em áreas metropolitanas fora da Califórnia enfrentam riscos substanciais de terremotos. Entre essas áreas, podem-se citar Hilo, Honolulu, Anchorage, Seattle, Tacoma, Portland, Salt Lake City, Reno, Las Vegas,

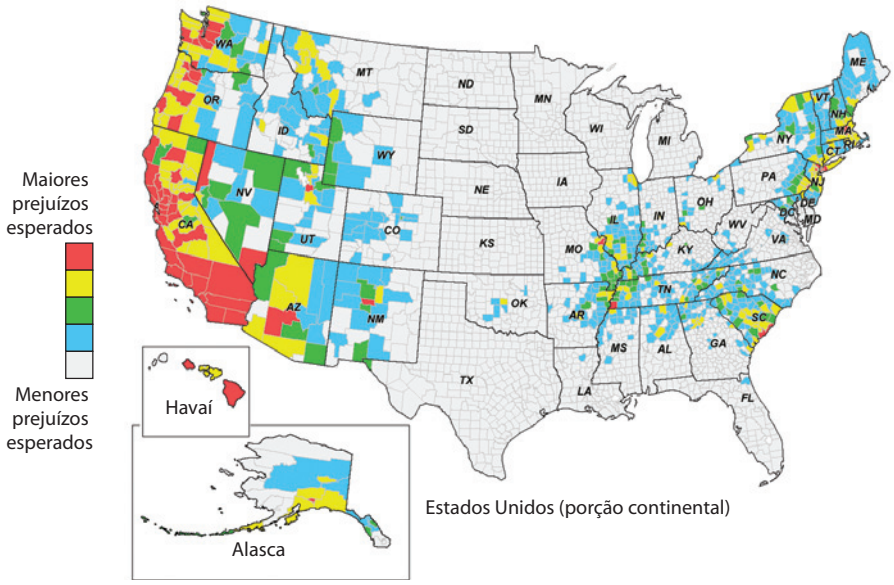



**FIGURA 13.22** ■ Mapa de risco sísmico para os Estados Unidos. O mapa mostra os prejuízos anuais devidos a terremotos (PAT)[13] organizados por condados. [Agência Federal de Administração de Emergência, Relatório 366, Washington, D.C., 2001]

Albuquerque, Charleston, Memphis, Atlanta, St. Louis, Nova York, Boston e Filadélfia.

Não se pode fazer muita coisa quanto ao perigo sísmico, porque não temos meios para prever ou controlar terremotos. Entretanto, existem muitas medidas importantes que a sociedade pode tomar para reduzir o risco sísmico se o perigo for conhecido.

**CARACTERIZAÇÃO DO PERIGO SÍSMICO** O primeiro passo é seguir o velho provérbio: "Conhece teu inimigo". Ainda temos muito que aprender sobre os tamanhos e as frequências de rupturas em falhas ativas. Por exemplo, somente na última década viemos a conhecer os perigos sísmicos da zona de subducção de Cascadia, que se estende do norte da Califórnia, passando por Oregon e Washington (EUA), até a Colúmbia Britânica (Canadá). Um terremoto nessa parte poderia produzir um tsunâmi tão grande quanto o que devastou a região do Oceano Índico em 2004. Esses perigos ficaram aparentes quando os geólogos encontraram evidências de um terremoto de magnitude 9, que ocorreu em 1700, antes da existência de qualquer registro histórico na área. O monstro sísmico causou uma grande subsidência ao longo da linha de costa de Cascadia e deixou um registro de florestas costeiras inundadas e mortas. Um tsunâmi de pelo menos 5 m atingiu o Japão, onde registros históricos apontam sua data exata (26 de janeiro de 1700). Os geólogos sabem que a Placa de Juan de Fuca está sendo subduzida na Placa da América do Norte em uma taxa próxima a 40 mm/ano. Eles têm debatido se esse movimento ocorre sismicamente ou se acontece por deslizamento gradual ou talvez por terremotos silenciosos. As opiniões atuais estimam que o intervalo entre terremotos de magnitude 9, nessa zona de subducção, situe-se entre 500 e 600 anos.

Embora tenhamos um bom entendimento sobre os perigos sísmicos em algumas partes do mundo – Estados Unidos e Japão, particularmente –, sabemos muito menos sobre outras. Durante a década de 1990, as Nações Unidas patrocinaram um esforço para mapear perigos sísmicos no mundo todo como parte da Década Internacional da Redução de Desastres Naturais. Esse esforço resultou no primeiro mapa global de perigo sísmico, mostrado na **Figura 13.23**. O mapa baseia-se sobretudo em terremotos historicamente conhecidos, de modo que pode subestimar o perigo em algumas regiões onde o registro histórico é curto. É necessário fazer muito mais para caracterizar o perigo sísmico em uma escala global.

**POLÍTICAS DE USO DO SOLO** A exposição de construções e outras estruturas ao risco de terremotos pode ser reduzida por políticas que restrinjam o uso do solo. Essa abordagem funciona bem onde o perigo é localizado, como no caso de rupturas de falhas. Erguer prédios em falhas ativas conhecidas, como foi feito nas zonas residenciais ilustradas na **Figura 13.24**, é claramente uma insensatez, já que apenas poucos prédios podem suportar a deformação que ocorre no momento em que uma falha se rompe. No terremoto de São Fernando, em 1971, uma falha rompeu-se sob uma área com alta densidade populacional, em Los Angeles, destruindo quase 100 estruturas. O Estado da Califórnia reagiu, em 1972, com uma lei que restringe a construção de novos prédios em falhas ativas. Quanto às residências já existentes em uma falha, os corretores de imóveis são obrigados a fornecer a informação aos potenciais compradores. Uma notável omissão é que o ato não se aplica para instalações industriais ou de propriedade pública.

**ENGENHARIA DE TERREMOTOS** Embora as políticas de uso do solo ajudem a reduzir o risco sísmico localizado, como rupturas e liquefação do solo, elas são menos efetivas em localizar o perigo sísmico, que tende a ser distribuí-

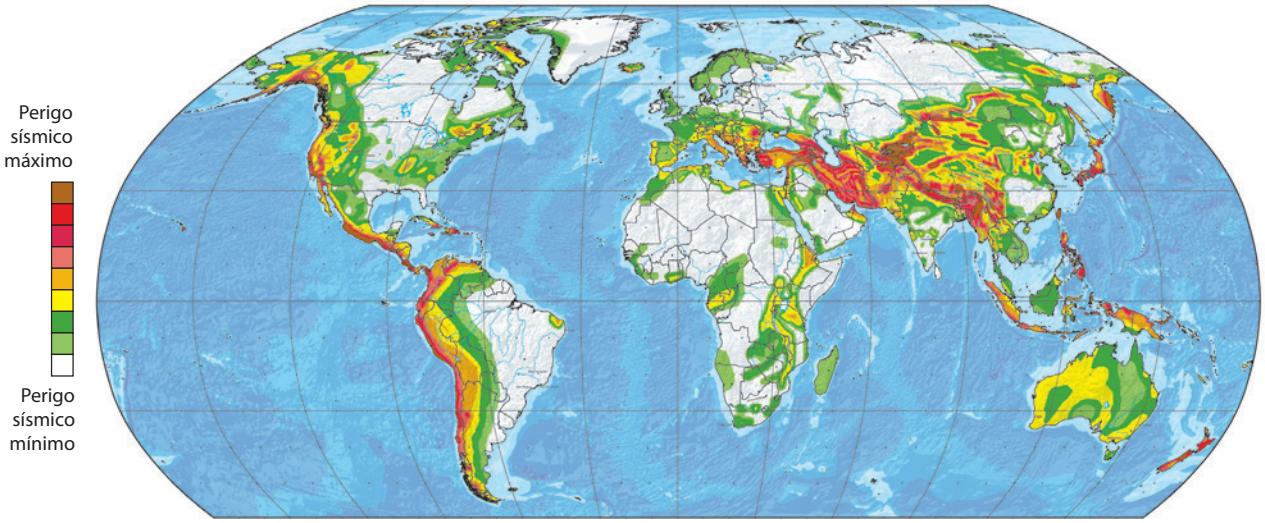



**FIGURA 13.23** ■ Mapa mundial de perigo sísmico. [K. M. Shedlock et al., *Seismological Research Letters* 71(2000): 679-686]

do através de grandes regiões. Os perigos resultantes dos abalos sísmicos podem ser reduzidos por meio de uma boa engenharia de construção. Padrões para o projeto e a construção de novos prédios são regulados por códigos de obras criados pelos governos estaduais e locais. Um **código de obras** especifica o nível do abalo que uma estrutura deve ser capaz de suportar, baseado na intensidade máxima esperada do perigo sísmico. Após um terremoto, os engenheiros estudam os prédios que foram danificados e fazem recomendações sobre as modificações no código de obras que poderão reduzir danos futuros devido a eventos similares.

Os códigos de obras dos Estados Unidos têm tido sucesso na prevenção à perda de vidas durante terremotos. Por exemplo, de 1983 a 2008, 131 pessoas morreram em nove grandes terremotos no oeste do país, enquanto mais de 460 mil pessoas morreram em terremotos no mundo todo. Contudo, mais ainda pode ser feito para aperfeiçoar a engenharia de terremotos. Os danos em estruturas podem ser reduzidos utilizando-se materiais de construção específicos e métodos avançados de engenharia, como colocar prédios inteiros sobre rolos ou outros suportes móveis para isolá-los do tremor.

**PLANEJAMENTO E RESPOSTA A EMERGÊNCIAS** As autoridades públicas devem planejar com antecedência e estar preparadas com suprimentos de emergência, equipes de resgate, procedimentos de evacuação, planos de combate a incêndio e outros passos para minimizar as consequências de um terremoto grave. Para a população, a preparação contra terremotos começa em casa. O Jornal da Terra 13.2 resume alguns desses passos que se podem adotar para proteger a si mesmo e a sua família contra terremotos.

Quando um terremoto ocorre, as redes de sismógrafos podem enviar sinais automaticamente para as instalações centrais de processamento. Em uma fração de minuto, essas instalações podem apontar o foco do terremoto, medir sua magnitude e determinar seu mecanis-

**FIGURA 13.24** ■ Conjuntos habitacionais próximos à zona de falhas de Santo André, Península de São Francisco, antes que o Estado passasse a ter leis restringindo essa prática. A linha branca indica de forma aproximada a linha de falha, ao longo da qual o chão rompeu-se e deslocou-se cerca de 2 m durante o terremoto de 1906. [R. E. Wallace/USGS]

# Jornal da Terra

## 13.2 Sete passos para a segurança contra terremotos

As pessoas que vivem em áreas sismicamente ativas precisam se preparar contra terremotos e saber como responder quando há ocorrência de um tremor. Aqui estão sete passos para a segurança contra terremotos, recomendados pelo Centro de Terremotos do Sul da Califórnia, os quais podem ser usados para proteção própria e da família.

### Antes de um terremoto:

1. *Identifique perigos potenciais em sua casa e comece a consertá-los*. Uma vez que os prédios estão sendo mais bem projetados para suportar tremores sísmicos, a maioria dos danos e lesões ocorre como resultado de objetos que caem. Você deve fixar itens em casa que sejam pesados o suficiente para causar danos ou lesões se caírem, ou se forem valiosos o bastante para ser uma perda significativa em caso de quebra.
2. *Crie um plano de desastre*. Com sua família ou colegas de quarto, planeje agora o que você fará antes, durante e após um terremoto. O plano deve incluir locais seguros para onde você possa ir durante o tremor, como embaixo de mesas e escrivaninhas resistentes; um local seguro fora de sua casa onde possam se encontrar depois que os tremores cessarem; e números de telefone de contato, inclusive alguém de fora da área que possa ser chamado para transmitir informações caso as comunicações locais sejam danificadas.
3. *Crie um* kit *de desastre*. Mantenha um *kit* de desastre com itens essenciais. Seu *kit* pessoal deve incluir remédios, um *kit* de primeiros socorros, um apito, sapatos resistentes, lanches energéticos, uma lanterna com pilhas extras e suprimentos de higiene pessoal. Seu *kit* caseiro deve incluir um extintor de incêndio, chaves de fenda para desligar linhas de alimentação de gás e água, um rádio portátil, água potável, suprimentos alimentares e roupas adicionais.
4. *Identifique as potenciais fraquezas do prédio e comece a consertá-las*. Consulte um inspetor de prédios ou empreiteiro para identificar potenciais problemas de segurança. Problemas comuns incluem fundações inadequadas, paredes frágeis sem escoras, andar térreo fraco, construção sem reforços e canos vulneráveis.

### Durante um terremoto:

5. *Vá para o chão, proteja-se e segure-se*. Durante um terremoto ou abalo secundário, vá para o chão, proteja-se sob uma mesa ou escrivaninha resistente e segure-se, de forma que ela não se afaste de você. Espere até que o tremor pare. Fique afastado de zonas de perigo, como próximo às paredes exteriores de prédios e janelas e sob fachadas arquitetônicas.

### Após um terremoto:

6. *Depois que o tremor parar, verifique danos e lesões que precisam de atenção imediata*. Cuide de sua própria situação em primeiro lugar; vá para uma localidade segura e

mo de falhamento. Se esses sistemas automatizados estiverem equipados com sensores de movimentos fortes que registrem com acurácia o abalo mais violento, eles poderão enviar mapas precisos dos locais onde o abalo foi forte o suficiente para causar dano significativo em tempo quase real. Tais informações podem ajudar equipes de emergência e outros órgãos a disponibilizar equipamentos e equipes o mais rápido possível para salvar pessoas presas em escombros e para reduzir as perdas de propriedades por incêndios e outros efeitos secundários. Notícias sobre a magnitude e os limites do abalo também podem ser veiculadas pela mídia, reduzindo o caos público durante os desastres e o pânico causado por tremores pequenos.

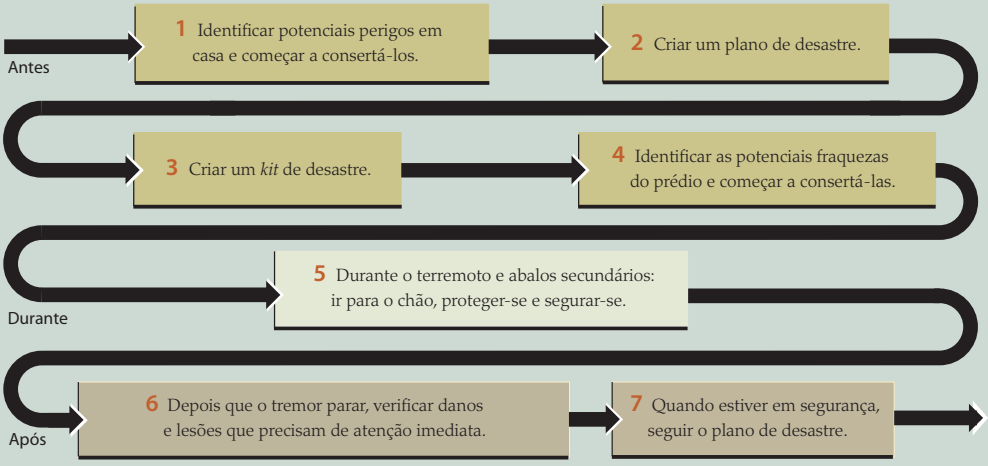
**ADVERTÊNCIAS SOBRE TERREMOTOS EM TEMPO REAL** Com a tecnologia recém-descrita, é possível publicar avisos com muitos segundos de antecedência da chegada de ondas sísmicas destrutivas. Esses sistemas de "advertência precoce de terremotos" estão disponíveis porque as ondas de rádio se propagam muito mais rapidamente que as ondas sísmicas. As ondas de superfície, que são as vibrações mais destrutivas, propagam-se a uma velocidade aproximada de 3,3 km/s, enquanto ondas de rádio deslocam-se na velocidade da luz (cerca de 300.000 km/s).

Um sistema implantado na Cidade do México demonstrou como essa tecnologia pode funcionar em uma área de alto risco. Os terremotos que induzem os movimentos do solo mais fortes ocorrem, aproximadamente, a 300 km da cidade, ao longo da zona de subducção, onde a Placa de Coccos está sendo subduzida na Placa Norte-Americana. Em 1985, um terremoto de magnitude 8,1 naquele megaempurrão matou 10 mil pessoas na Cidade do México (**Figura 13.25**). Computadores presos a uma rede especial de sismógrafos na zona do megaempurrão podem determinar a localização e o tempo de um terremoto em segundos, e ligações com rádios por

lembre-se do plano de desastre. Se estiver preso, proteja a boca, o nariz e os olhos contra o pó; sinalize por ajuda usando um telefone celular ou apito ou batendo com força em uma parte sólida do prédio três vezes com um intervalo de alguns minutos (a equipe de resgate estará procurando tais batidas). Verifique ferimentos e trate as pessoas que precisem de auxílio. Verifique incêndios, vazamentos de gás, sistemas elétricos danificados e vazamentos em geral. Afaste-se de estruturas danificadas.

7. *Quando estiver em segurança, siga o plano de desastre.* Mantenha-se informado ligando o rádio e escutando relatórios; verifique os telefones, ligue para o seu contato fora da área para informá-lo sobre sua situação e, depois, só utilize o telefone para emergências. Verifique seus suprimentos de alimento e água e confira a situação de seus vizinhos.

Para mais informações, leia o documento *Putting Down Roots in Earthquake Country*, Southern California Earthquake Center, página 32, 2004. Este panfleto está disponível *on-line* em http://www.earthquakecountry.info/roots/index.php.




Sete passos para a segurança contra terremotos.

**FIGURA 13.25** ■ Equipes de resgate em frente a um prédio completamente destruído no terremoto de setembro de 1985, na Cidade do México, que matou cerca de 10 mil pessoas. [Owen Franken/CORBIS]

# Jornal da Terra

## 13.3 O tsunâmi de 2004 no Oceano Índico

O terremoto de Sumatra, em 26 de dezembro de 2004, produziu um tsunâmi devastador que afetou a maior parte do Oceano Índico. O terremoto ocorreu no megaempurrão marcado pela Fossa de Sunda, onde a Placa da Índia sofre subducção sob os arcos em ilha do sudoeste da Ásia. O foco do terremoto foi afastado da costa do norte de Sumatra, a uma profundidade de aproximadamente 30 km. A ruptura durou nove minutos, movendo-se para o norte por mais de 1.200 km ao longo da falha de empurrão com ângulo de mergulho raso – a mais longa ruptura de falha isolada já registrada. Durante o terremoto, a placa cavalgante deslocou-se na direção da fossa em 10 a 20 m, soerguendo o assoalho oceânico. A energia da massa de água deslocada acima da ruptura disseminou-se em uma série de ondas do mar. Devido à geometria da falha, mais energia foi direcionada para o leste e o oeste do que para o norte e o sul.

Em 15 minutos, a primeira onda avançou sobre a linha costeira de Sumatra, a sudoeste da cidade de Banda Aceh. Poucas testemunhas oculares sobreviveram lá, mas as investigações geológicas após o tsunâmi indicaram que a altura máxima de onda nas praias da costa voltada para o oeste foi de aproximadamente 15 m. O avanço chegou a alturas de 25 a 35 m, atingindo até 2 km do continente e destruindo a maioria das estruturas construídas, a vegetação e a vida humana em seu caminho. Acredita-se que mais de 200 mil pessoas morreram ao longo da costa de Sumatra, embora ninguém poderá ter certeza, pois muitos corpos foram levados pelo mar.

O tsunâmi atingiu esta praia em Phuket, Tailândia, sem aviso. [David Rydevik]

O tsunâmi moveu-se mais rápido no mar profundo para o oeste e mais lentamente nas águas rasas para o leste, então as ondas chegaram às linhas costeiras bastante povoadas do Sri Lanka e da Tailândia quase ao mesmo tempo, cerca de duas horas após o terremoto. No Sri Lanka e na Tailândia, mais de 40 mil e 15 mil pessoas foram mortas, respectivamente. O tsunâmi atingiu a Índia em três horas (15 mil mortes), as ilhas Maldivas em quatro horas (108 mortes) e a Somália, na costa africana, em nove horas (298 mortes) após o sismo. Teria havido tempo disponível para avisar os residentes costeiros dessas áreas sobre o tsunâmi iminente, mas não existia nenhum sistema para esse propósito no Oceano Índico, portanto as ondas apareceram sem aviso algum.

Este pequeno pontal próximo a Banda Aceh, na costa oeste de Sumatra, estava previamente coberto com vegetação densa até a linha d'água, mas foi desnudado até uma altura de aproximadamente 15 m pelo tsunâmi de 2004. [José Borrero, University of Southern California/Tsunami Research Group]

**FIGURA 13.26** ■ Barreira contra tsunâmis na cidade de Taro, Japão. [Cortesia de Taro, Japão]

satélite podem transmitir as informações quase de forma instantânea, oferecendo uma advertência 50 a 80 segundos antes que as ondas mais destrutivas atinjam a cidade. Mesmo um tempo de aviso extremamente curto pode permitir que as crianças na escola fiquem sob as mesas, que os serviços públicos desliguem o fluxo de eletricidade e gás, que os hospitais liguem a energia de emergência, que os reatores nucleares preparem-se para minimizar os danos e assim por diante. Os sistemas de aviso precoce de terremotos foram implantados no Japão, em Taiwan e no México, mas ainda não foram desenvolvidos para os Estados Unidos.

**SISTEMAS DE AVISO DE TSUNÂMIS** Como os tsunâmis propagam-se 10 vezes mais rápido do que as ondas sísmicas, há tempo suficiente para avisar as pessoas em linhas costeiras distantes sobre um desastre iminente. O Centro de Aviso de Tsunâmi do Pacífico, com base no Havaí, usa as localizações e magnitudes de terremotos oceânicos, determinados por redes de estações sismográficas, para estimar o potencial de desencadear um tsunâmi e rapidamente notifica os países que podem estar em perigo. Um aviso pode ser transmitido até algumas horas antes da chegada do tsunâmi, garantindo tempo para a evacuação das populações costeiras. Infelizmente, nenhum sistema desse tipo foi instalado no Oceano Índico, por isso o tsunâmi de 2004 ocorreu praticamente sem aviso algum (ver Jornal da Terra 13.3). Percebendo quantas dezenas de milhares de vidas poderiam ter sido salvas, nações de todo o mundo agora estão trabalhando em cooperação para desenvolver sistemas de aviso de tsunâmis para o Oceano Índico e para atualizar os sistemas existentes nos oceanos Pacífico e Atlântico.

As situações mais difíceis surgem em áreas localizadas próximas a falhas ativas longe da costa, onde os tsunâmis chegam de modo tão rápido que não há tempo para avisos. Um desses lugares é Papua-Nova Guiné, onde, em 1998, um tsunâmi matou 3.000 pessoas em vilarejos costeiros próximos ao epicentro do sismo que o causou. Tais comunidades poderiam ser protegidas com a construção de muros de barreira para bloquear a inundação pela água oceânica, mas esse tipo de construção é cara e foi tentada apenas no Japão (**Figura 13.26**). Nesses locais, o melhor sistema de aviso é bastante simples: se você sentir um forte terremoto, afaste-se rapidamente das terras baixas costeiras e vá para terras mais altas!

## Os terremotos podem ser previstos?

Se pudéssemos prever os terremotos com precisão, as comunidades poderiam estar preparadas, as pessoas poderiam ser evacuadas de locais perigosos e muitos aspectos de um desastre vindouro poderiam ser anunciados. Quão bem podemos prever os terremotos?

Para prever um terremoto, deve-se ser capaz de especificar seu tempo, localização e tamanho. Combinando a teoria da tectônica de placas e de um mapeamento geológico detalhado dos sistemas de falhas regionais, os geólogos podem prever com confiança quais falhas podem, provavelmente, causar terremotos a longo prazo. Especificar com precisão *quando* uma determinada falha irá se romper, entretanto, é muito difícil.

### Previsão a longo prazo

Peça a um sismólogo para prever o próximo grande terremoto em uma determinada localidade e é provável que a resposta seja do tipo: "Quanto maior o tempo desde o último grande choque, mais próximo estará o seguinte". Como vimos, o intervalo de recorrência – o tempo necessário para acumular a deformação que será liberada por deslocamento da falha em um futuro terremoto – pode ser calculado a partir da taxa de movimento relativo da placa e o rejeito esperado, conforme estimado com base em deslocamentos observados em terremotos passados. Os geólogos também podem estimar os intervalos entre grandes terremotos até diversos milhares de anos no passado encontrando e datando as camadas de solo que foram afastadas por deslocamentos de falha (**Figura 13.27**).

Embora esses dois métodos geralmente forneçam resultados semelhantes, a incerteza das previsões é grande – até 50% do intervalo de recorrência. No sul da Califórnia, por exemplo, estima-se que o intervalo de recorrência para a Falha de Santo André seja de 110 a 180 anos, mas os intervalos observados entre terremotos individuais podem ser consideravelmente mais curtos ou mais longos do que esse valor médio. Uma parte dessa falha gerou um

**FIGURA 13.27** ■ O geólogo Gordon Seitz examina camadas de rocha e turfa que foram deslocadas por terremotos pré-históricos em uma fossa que atravessa a falha de São Jacinto, uma importante linha do sistema da Falha de Santo André, no sul da Califórnia. Pela datação das camadas de turfa usando o método do carbono-14, os geólogos conseguem reconstruir a história de grandes terremotos nesta falha. Essa informação ajuda os cientistas a prever eventos futuros. [Cortesia de Tom Rockwell, San Diego State University]

grande terremoto em 1857, enquanto outra (mais ao sul) parece ter permanecido trancada desde um grande terremoto que ocorreu em 1680 (ver Figura 13.2). Portanto, um terremoto pode ser esperado a qualquer momento – amanhã ou daqui a décadas.

Devido a suas grandes incertezas (décadas a séculos), esses métodos de predição de terremotos são chamados de *previsão a longo prazo*, para distingui-los daquilo que as pessoas realmente iriam querer – uma *previsão a curto prazo* de uma grande ruptura em uma falha específica, com precisão de dias ou até horas para o evento real.

## Previsão a curto prazo

Houve algumas previsões de terremotos a curto prazo de sucesso. Em 1975, um terremoto foi previsto somente horas antes que ocorresse próximo a Haicheng, no nordeste da China. Os sismólogos chineses utilizaram o que consideraram os eventos *precursores* para fazer suas previsões: enxames de pequenos terremotos e uma rápida deformação do solo muitas horas antes do abalo. Quase 1 milhão de pessoas, preparadas com antecedência por uma campanha de educação pública, abandonaram suas casas e locais de trabalho horas antes do abalo. Embora algumas cidades e vilarejos tenham sido destruídos e centenas de pessoas tenham morrido, não há dúvida de que muitas vidas foram salvas. No ano seguinte, entretanto, um terremoto não previsto atingiu a cidade chinesa de Tangshan, matando mais de 240 mil pessoas. Os eventos precursores óbvios, como os vistos em Haicheng, não se repetiram em grandes eventos posteriores.

Embora muitas ideias tenham sido propostas, ainda não encontramos um método confiável para prever terremotos com antecedência de minutos a semanas. Embora não possamos dizer que a previsão de terremotos a curto prazo seja impossível, os sismólogos são pessimistas quanto à possibilidade de que uma previsão específica a curto prazo seja possível no futuro próximo.

## Previsão a médio prazo

Os sismólogos estão mais otimistas com a redução das incertezas das previsões a longo prazo a partir do estudo do comportamento de sistemas de falhas regionais. A estratégia é generalizar o modelo do rebote elástico. A versão simples da teoria representada na Figura 13.3 descreve como a deformação tectônica, gradualmente produzida em uma falha isolada, pode ser liberada em uma sequência periódica de rupturas de falha. Entretanto, como vimos no caso do sul da Califórnia (Figura 13.16), as falhas raramente são isoladas umas das outras. Em vez disso, são interconectadas em redes complexas. Dessa forma, a ruptura em um segmento modifica os esforços em toda a região circundante (ver Figura 13.4). Dependendo da geometria da rede de falhas, essa modificação dos esforços pode tanto aumentar como reduzir a probabilidade de terremotos em segmentos de falhas próximos. Em outras palavras, a ocorrência de terremotos em determinado tempo e lugar de uma parte de um sistema de falhas irá, da mesma forma, influenciar a localização e o tempo em que eles ocorrerão em outra parte do sistema.

Se os cientistas conseguirem entender como as variações de tensão aumentam ou reduzem a frequência de pequenos eventos sísmicos, poderiam ser capazes de prever terremotos em curtos intervalos de tempo, de anos, ou mesmo de poucos meses, embora ainda com incertezas consideráveis. O monitoramento desses eventos pode ser registrado em redes de sismógrafos e, desse modo, fornecer um "medidor de esforços" regional. Um dia você poderá ouvir uma notícia que diz: "O Conselho Nacional de Previsão de Terremotos estima que, ao longo do próximo ano, há uma probabilidade de 50% de ocorrência de um terremoto de magnitude 7 ou maior no segmento sul da Falha de Santo André".

A capacidade de publicar tais predições levantaria questões difíceis. Como a sociedade deve responder a uma ameaça que não é nem iminente nem ocorrerá a

longo prazo? Uma previsão a médio prazo mostraria a probabilidade de ocorrência de um evento entre alguns meses e anos – o que não seria suficientemente preciso para evacuar áreas que poderiam ser danificadas. Alarmes falsos seriam comuns. Que efeito teriam as previsões confiáveis no valor das propriedades e em outros investimentos na região ameaçada? Essas são questões mais adequadas a políticos do que a cientistas.

## RESUMO

***O que é um terremoto?*** Um terremoto é um tremor do solo que ocorre quando rochas frágeis tensionadas por forças tectônicas rompem-se subitamente ao longo de uma falha. Quando a falha é rompida, a energia elástica acumulada durante vários anos de deformação lenta é liberada em poucos minutos na forma de ondas sísmicas. O foco de um terremoto é o ponto em que a falha se rompe pela primeira vez; o epicentro é o ponto na superfície terrestre diretamente acima do foco. Os focos da maioria dos terremotos continentais são rasos. Entretanto, em zonas de subducção, os terremotos podem ocorrer a profundidades de até 690 km.

***Quais são os três tipos de ondas sísmicas?*** Os terremotos geram três tipos de ondas sísmicas que podem ser registradas por sismógrafos. Dois tipos de ondas sísmicas propagam-se no interior da Terra: ondas P (primárias), que são transmitidas por todas as formas de matéria e se movem mais rápido; e ondas S (secundárias), que são transmitidas apenas através de sólidos e se propagam a uma velocidade um pouco superior à metade da velocidade das ondas P. As ondas P são ondas compressionais que se propagam como uma sucessão de compressões e expansões. As ondas S são ondas de cisalhamento que deslocam material em ângulos retos em relação à trajetória. As ondas de superfície são confinadas à superfície terrestre e às camadas externas. Elas se movem mais lentamente que as ondas S.

***O que é a magnitude de um terremoto e como é medida?*** A magnitude de um terremoto é a medida do tamanho do mesmo. A magnitude Richter é proporcional ao logaritmo da amplitude dos maiores movimentos do solo registrados em sismogramas. Os sismólogos atualmente preferem usar a magnitude de momento, porque é mais diretamente relacionada às propriedades físicas do falhamento que causa o terremoto: a área do falhamento e o rejeito médio.

***Com que frequência os terremotos ocorrem?*** Cerca de 1 milhão de terremotos ocorrem anualmente com magnitudes maiores que 2, e esse número diminui 10 vezes para cada unidade de magnitude. Desse modo, há aproximadamente 100 mil terremotos com magnitudes maiores que 3, cerca de mil com magnitudes maiores que 5 e uns 10 com magnitudes maiores que 7. Os maiores terremotos, de 9 a 9,5 em magnitude, são raros e confinados a falhas de empurrão em zonas de subducção.

***O que governa o tipo de falhamento que ocorre em um terremoto?*** O mecanismo de falhamento de um terremoto é determinado pelo tipo de limite de placas. O falhamento normal, causado por forças extensionais, ocorre em limites de placas divergentes; o falhamento transcorrente, causado por forças de cisalhamento, ocorre ao longo de falhas transformantes; o falhamento de empurrão, devido a esforços compressivos, ocorre em limites convergentes. Um número pequeno de terremotos ocorre longe de limites de placas, principalmente nos continentes.

***Quais são os riscos dos terremotos?*** O falhamento e o tremor do solo durante um terremoto podem danificar ou destruir prédios e outras infraestruturas. Também podem desencadear riscos secundários, como deslizamentos de terra e incêndios. Os terremotos no assoalho oceânico podem originar tsunâmis, que podem causar uma ampla destruição quando atingem as águas costeiras rasas.

***O que pode ser feito para reduzir o risco de terremotos?*** As construções em zonas de terremotos podem ser regulamentadas de modo que os prédios e outras estruturas sejam fortes o suficiente para suportar as vibrações destrutivas e não sejam construídos em solos instáveis. Sistemas que usam redes de sismógrafos e tecnologia por rádio estão sendo desenvolvidos para oferecer avisos de terremotos e de tsunâmis. As autoridades públicas podem planejar com antecedência, estar preparadas e implantar sistemas de aviso. As pessoas residentes em áreas propensas a manifestações de terremotos devem ser informadas sobre como se preparar e o que fazer quando ocorre um sismo.

***Os cientistas podem prever terremotos?*** Os cientistas podem determinar o nível de perigo em uma região, mas não prever de forma consistente terremotos com o grau de exatidão necessário para alertar a população com horas ou dias de antecedência. A maior esperança de fazer esse tipo de previsão no futuro pode estar em uma melhor compreensão de como as variações de tensão aumentam ou reduzem a frequência de eventos sísmicos em um sistema regional de falhas.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

abalo precursor (p. 356)
abalo secundário (p. 356)
código de obras (p. 375)
epicentro (p. 354)
escala de intensidade (p. 363)
escala de magnitude (p. 360)
foco (p. 354)
intervalo de recorrência (p. 354)
mecanismo de falhamento (p. 365)
onda de superfície (p. 359)
onda P (p. 359)
onda S (p. 359)
perigo sísmico (p. 373)
rejeito (p. 354)
risco sísmico (p. 373)
sismógrafo (p. 357)
teoria do rebote elástico (p. 352)
terremoto (p. 352)
tsunâmi (p. 370)

## EXERCÍCIOS

1. Estações sismográficas relatam as seguintes diferenças de tempo a chegada das ondas S e P para um terremoto: Dallas, S-P = 3 minutos; Los Angeles, S-P = 2 minutos; São Francisco, S-P = 2 minutos. Use um mapa dos Estados Unidos e curvas de deslocamento-tempo na Figura 13.9 para obter uma localização aproximada do epicentro do terremoto.
2. Descreva duas escalas para medir o tamanho de um terremoto. Qual delas é a mais apropriada para medir a quantidade de falhamento que causou o terremoto? Qual é a mais apropriada para medir a quantidade de vibração que um observador sentiu?
3. Que quantidade de energia é liberada a mais por um terremoto de magnitude 7,5 do que por um de magnitude 6,5?
4. No sul da Califórnia, ocorre por ano cerca de um terremoto de magnitude 5. Aproximadamente quantos terremotos de magnitude 4 você esperaria por ano? E de magnitude 2?
5. Que tipos de falhas de terremotos ocorrem nos três tipos de limites de placas?
6. Os terremotos destrutivos ocasionalmente ocorrem no interior de placas litosféricas, distantes dos limites de placa. Por quê?
7. Em um lugar ao longo de um limite de falha entre a Placa de Nazca e a Placa da América do Sul, o movimento relativo entre ambas é de 80 mm/ano. O último grande terremoto, em 1880, mostrou um deslizamento de falha de 12 m. Quando os residentes locais devem começar a se preocupar com outro grande terremoto?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Os cinturões dos terremotos de foco raso mostrados pelos pontos azuis na Figura 13.15a são mais amplos e mais difusos nos continentes do que nos oceanos. Por quê? (*Dica*: é uma boa ideia revisar o Capítulo 7.)
2. Por que terremotos com profundidade focal maior do que 20 km são infrequentes na litosfera continental?
3. Por que os maiores terremotos ocorrem em megaempurrões em zonas de subducção e não em, por exemplo, falhas direcionais continentais?
4. Por que grandes tsunâmis, como o do Oceano Índico de 2004, são tão raros?
5. Na Figura 13.3, a falha dextrógira desloca a linha da cerca para a direita. Na Figura 13.15b, a crista da dorsal mesoceânica também é deslocada para a direita. Por que, então, a falha transformante na Figura 13.15b é levógira?
6. Você apoiaria a legislação para evitar que proprietários de terra construíssem estruturas próximas a falhas ativas?
7. Levando em conta a possibilidade de alarmes falsos, histeria em massa, depressão econômica e outras possíveis consequências de uma previsão de terremoto, você acha que o objetivo de prever abalos sísmicos deveria ter alta prioridade?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Em inglês, *stress*.

[2] Em inglês, *strain*.

[3] Em inglês, *strenght*.

[4] No original, *elastic rebound*, termo eventualmente utilizado sem tradução na literatura técnica de Geologia. Foi traduzido também como "teoria da reação elástica" (Duarte, O. O. *Dicionário enciclopédico inglês-português de Geofísica e Geologia*, Rio de Janeiro: Petrobras, 2003). O termo utilizado em Ciência dos Materiais é *recuperação elástica*, descrita como "uma deformação não permanente que é recuperada (isto é, que sofreu alívio de uma parte da energia de deformação interna) ou novamente ganha quando da liberação de uma tensão mecânica". (Callister Jr, W. D., *Ciência e Engenharia dos Materiais: uma introdução*. Rio de Janeiro: LTC, 2000, p. 93.)

[5] Também denominado "hipocentro".

[6] Em inglês, *aftershock* (ver Duarte, O. O. 2003. *Dicionário enciclopédico inglês-português de Geofísica e Geologia*. Rio de Janeiro: Petrobras.)

[7] Também conhecida como "onda Rayleigh" (pronuncia-se [rei'lei]). O nome homenageia John William Strutt Rayleigh, prêmio Nobel de Física.

[8] Também conhecida como "onda Love" (pronuncia-se [lâv]). O nome homenageia seu descobridor, o matemático inglês A. E. H. Love.

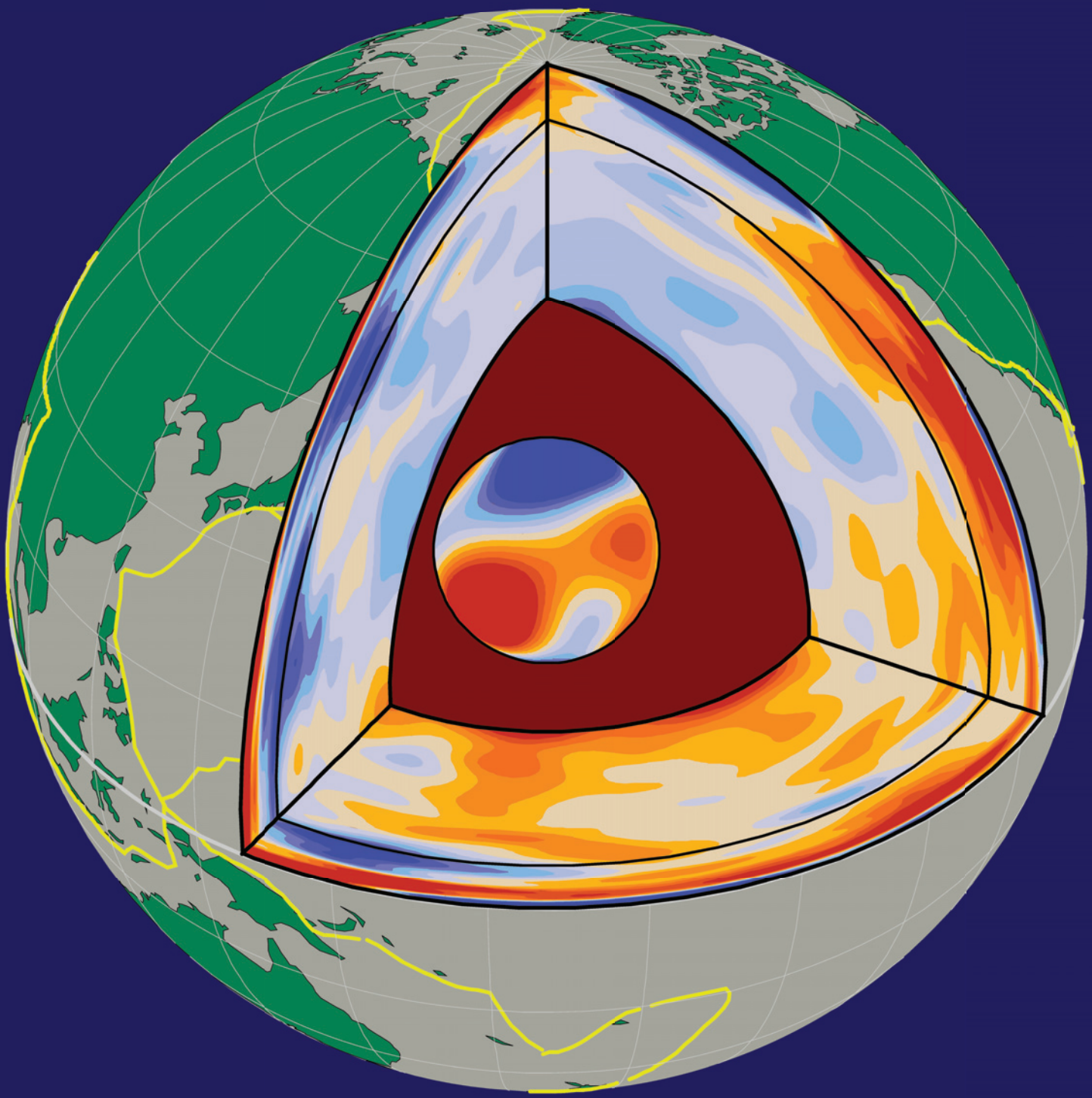
[9] "Nêmesis" é a deusa grega da vingança e da justiça vingativa. Fonte de ruína ou de danos; um oponente que não pode ser derrotado.

[10] Em inglês, *seismic hazard*. Também é utilizada a expressão "perigosidade sísmica" por cientistas portugueses.

[11] Em inglês, *seismic risk*.

[12] Em inglês, *Federal Emergency Management Agency*.

[13] Em inglês, AEL – *Annual Earthquake Losses*.



# 14

# Explorando o Interior da Terra

Explorando o interior da Terra com ondas sísmicas ■ 386
As camadas e a composição do interior da Terra ■ 389
A temperatura interna da Terra ■ 394
Visualizando a estrutura tridimensional da Terra ■ 396
O campo magnético terrestre e o geodínamo ■ 398

Os humanos escavam minas até profundidades de 4 km para extrair ouro e outros minerais e perfuram até 10 km em busca de petróleo. Mas tais esforços, por mais heroicos que sejam, mal arranharam a superfície de nosso volumoso planeta. As pressões esmagadoras e as temperaturas em brasa das camadas mais profundas da Terra tornam o interior do planeta inacessível para nós no futuro previsível. Mesmo assim, aprendemos muito sobre a estrutura e a composição do interior da Terra a partir de nossa posição na superfície.

Algumas das melhores informações vêm da sismologia. O Capítulo 13 descreveu os terríveis tremores e destruição que podem ser acarretados por ondas sísmicas. Essa mesma energia pode, ainda, ser utilizada para iluminar as mais profundas camadas da Terra, permitindo aos geólogos construir imagens tridimensionais das feições geológicas na crosta inferior, das correntes ascendentes e descendentes de convecção mantélica e da estrutura do núcleo interno. Nosso entendimento do interior terrestre foi ampliado pelo material expelido de vulcões, pelo comportamento dos materiais terrestres sob altas temperaturas e pressões no laboratório e pelas informações contidas nos campos gravitacional e magnético da Terra.

**Neste capítulo, exploraremos o interior da Terra até o centro, aproximadamente a 6.400 km abaixo de nossos pés. Veremos como as ondas sísmicas têm sido utilizadas para criar imagens da estrutura da crosta, do manto e do núcleo da Terra. Investigaremos as temperaturas do interior profundo do planeta e o maquinário dos dois grandes geossistemas movidos por seu motor térmico interno: a tectônica de placas, que é controlada pela convecção do manto, e o geodínamo no núcleo externo, que gera o campo magnético.**

As ondas sísmicas podem ser usadas para mapear feições geradas por processos dinâmicos no interior terrestre. Esta imagem mostra variações na velocidade das ondas de cisalhamento em seções transversais através do manto e na superfície do núcleo interno. As linhas amarelas na superfície do globo são os limites de placas. [J. H. Woodhouse, Oxford University]

## Explorando o interior da Terra com ondas sísmicas

Os diferentes tipos de ondas – luz, som e sísmica – têm uma característica comum: a velocidade com que viajam depende do material que atravessam. A luz viaja mais rápido através do vácuo, mais vagarosamente através do ar e ainda mais devagar através da água. A onda sonora, por outro lado, viaja mais rápido através da água do que do ar e não se desloca através do vácuo. Por quê? As ondas sonoras estão simplesmente propagando variações de pressão. Sem alguma coisa para comprimir, como ar ou água, elas não podem existir. Quanto mais força usam para comprimir um material, mais rápido viajarão através dele. A velocidade do som no ar – Mach 1, no jargão dos pilotos de jatos – é tipicamente de 0,3 km/s. A água resiste à compressão muito mais que o ar, de modo que a velocidade das ondas sonoras na água é correspondentemente mais alta, cerca de 1,5 km/s. Os materiais sólidos são ainda mais resistentes à compressão, e as ondas sonoras viajam através deles com mais rapidez ainda. Nos granitos, o som viaja a 6 km/s, mais de 21.000 km/h!

### Os tipos básicos de ondas

Como vimos no Capítulo 13, algumas das ondas sísmicas criadas por terremotos são **ondas compressionais** (como ondas sonoras), que viajam com um movimento de puxa-empurra, enquanto outras são **ondas de cisalhamento**, que viajam com movimento lado a lado, deslocando material em ângulos retos a seu percurso (ver Figura 13.8). É mais difícil comprimir sólidos que cisalhá-los, assim, as ondas compressionais viajam mais rápido que as cisalhantes. Esse princípio físico explica a relação que discutimos no Capítulo 13: as ondas compressionais são sempre as primeiras a chegar a uma estação sismográfica (e, portanto, são chamadas de primárias, ou ondas P), e as ondas de cisalhamento são as segundas a chegar (secundárias, ou ondas S). Ele também explica por que a velocidade das ondas cisalhantes em gases e líquidos é nula: esses materiais não têm resistência ao cisalhamento. As ondas cisalhantes não podem se propagar através de fluido algum – ar, água ou o ferro líquido no núcleo externo da Terra.

A partir dos sismogramas, os geólogos podem calcular a velocidade das ondas P e S, dividindo a distância percorrida pelo tempo de viagem. A medida da velocidade dessas ondas pode ser usada para inferir os materiais que elas encontram ao longo dos seus caminhos.

Os conceitos de tempos de viagem e o caminho das ondas sonoras são bastante simples, mas surgem complicações quando as ondas atravessam mais de um tipo de material. No contato entre dois materiais diferentes, algumas ondas batem e voltam (isto é, são *refletidas*) e outras são transmitidas através do segundo material – justamente como a luz é parcialmente refletida e parcialmente transmitida quando encontra o vidro de uma janela. As ondas que cruzam a fronteira entre os dois materiais são desviadas, ou *refratadas*, à medida que sua velocidade varia de um primeiro material para um segundo. A **Figura 14.1** mostra uma faixa de luz de *laser* cujo caminho desvia à medida que ela vai do ar para a água, assim como uma onda P ou uma S desviam à medida que viajam de um material para outro. Estudando quão rápido as ondas sísmicas viajam e como elas são refratadas e refletidas nas interfaces internas da Terra, os sismólogos têm sido capazes de medir as espessuras das camadas da crosta, do manto e do núcleo com grande precisão.

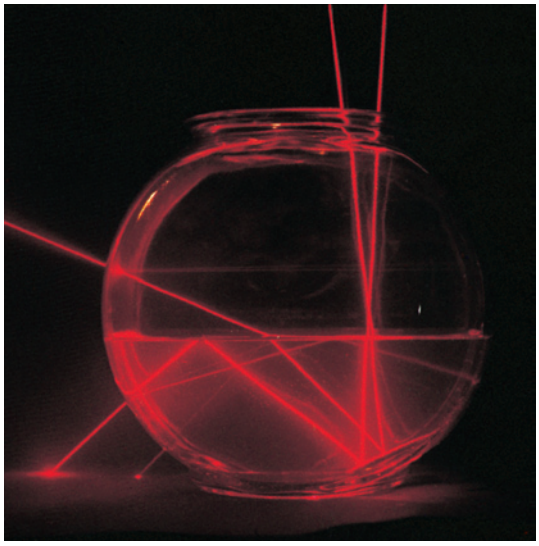


**FIGURA 14.1** ■ Neste experimento, dois feixes de *laser* entram pela parte superior de um globo com água em ângulos ligeiramente diferentes. Ambos são refletidos em um espelho posicionado no fundo do globo. Um, então, é refletido na interface ar-água e passa através da parede do globo, originando um ponto brilhante na mesa. A maior parte da energia do outro é infletida (refratada) quando ele passa da água para o ar, e uma pequena quantidade é refletida para formar um segundo ponto brilhante na mesa. [Susan Schwartzenberg/The Exploratorium]

### O caminho das ondas sísmicas na Terra

Se a Terra fosse constituída de um só material com propriedade constante da superfície até o centro, as ondas P e S viajariam do foco de um terremoto até um sismógrafo distante atravessando o interior da Terra ao longo de uma reta (assim como os raios solares viajam em linhas retas pelo espaço exterior). Contudo, quando a primeira rede global de sismógrafos foi instalada, há aproximadamente um século, os sismólogos descobriram que a estrutura do interior da Terra era muito mais complicada (ver Capítulo 2).

**ONDAS REFRATADAS ATRAVÉS DO INTERIOR DA TERRA** A primeira observação de ondas sísmicas de longa distância mostrou que o caminho das ondas P e S curvava-se para cima através do manto, como ilustrado na **Figura 14.2**. A partir dos tempos de percurso e da quantidade de desvio para cima, os sismólogos puderam demonstrar que as ondas P viajaram muito mais rápido através das rochas em grandes profundidades, do que através das rochas encon-

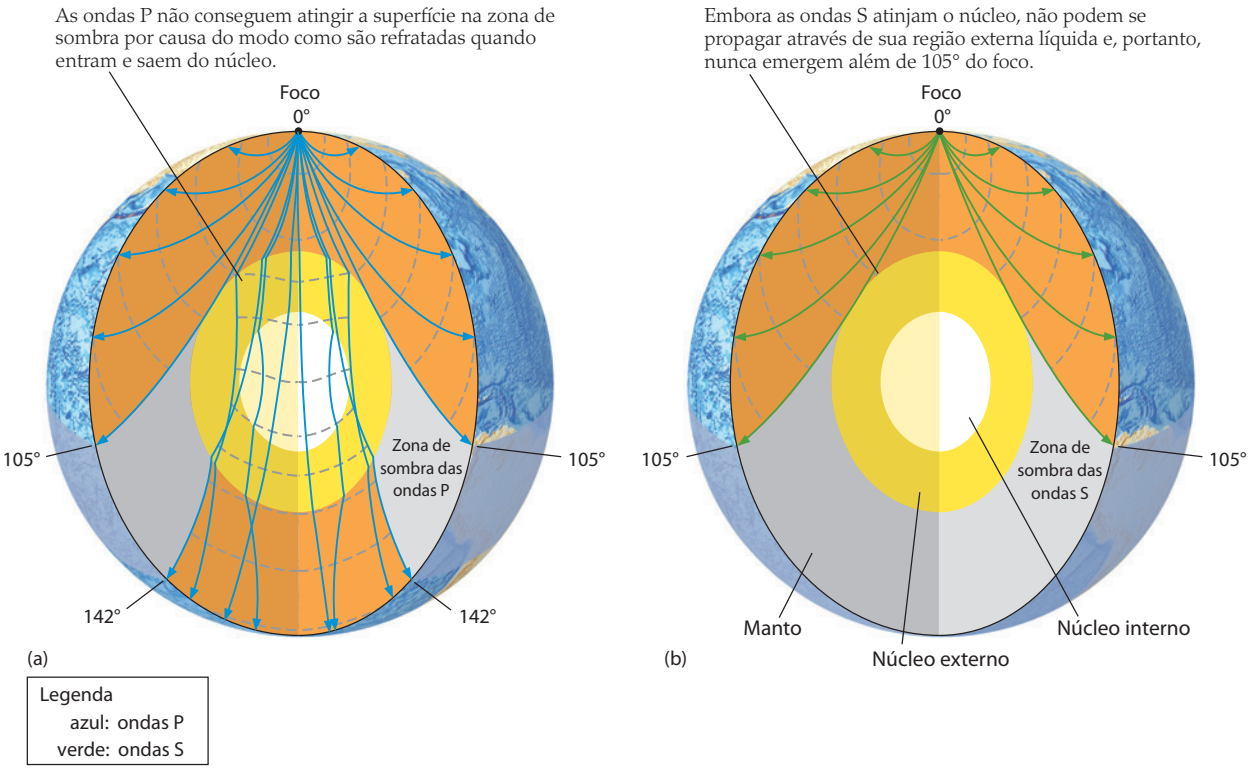



**FIGURA 14.2** ■ O núcleo terrestre cria zonas de sombra das ondas P e S. As trajetórias das ondas sísmicas do foco de um terremoto através do interior da Terra são mostradas por linhas contínuas. A linha tracejada mostra o avanço das ondas em um intervalo de 2 minutos. As distâncias são medidas em ângulos a partir do foco do terremoto. (a) A zona de sombra da onda P estende-se de 105 a 142°. (b) A zona de maior sombra das ondas S estende-se de 105 a 180°.

tradas na superfície. Isso não chegou a surpreender, porque as rochas submetidas a grandes pressões no interior da Terra estão comprimidas em uma estrutura cristalina mais compacta. Os átomos nessas estruturas fechadas são mais resistentes a compressões posteriores, as quais são a causa de as ondas P deslocarem-se mais rapidamente através delas.

Os sismólogos ficaram muito surpresos, contudo, com o que encontraram a distâncias progressivamente maiores do foco do terremoto. Após percorrerem uma trajetória de 11.600 km do foco do terremoto, as ondas P e S desapareceram repentinamente! Como pilotos de aviões e capitães de navios, os sismólogos preferem medir as distâncias percorridas na superfície da Terra em graus angulares, a partir de 0° no foco do terremoto até 180° em um ponto no lado oposto da superfície terrestre. Cada grau representa um trajeto de 111 km na superfície, de modo que 11.600 km correspondem a 105°, conforme mostrado na Figura 14.2. Quando olharam os sismogramas gravados além dessa distância, não distinguiram a chegada de P e S, que estava tão clara naqueles gravados a curta distância. Então, a partir de 15.800 km do foco (142°), as ondas P reapareceram subitamente tão grandes como chegaram, mas estavam muito atrasadas quando comparadas com os tempos de viagem esperados. As ondas S nunca reapareceram.

Essas observações foram reunidas, em 1906, pelo sismólogo britânico R. D. Oldham e forneceram a primeira evidência de que a Terra tem um núcleo externo líquido. Ele argumentou que nenhuma onda S pode viajar pelo núcleo externo, porque ele é líquido, e os líquidos não têm resistência ao cisalhamento. Assim, existe uma **zona de sombra** das ondas S além de 105° do foco do terremoto (ver Figura 14.2b). A propagação das ondas P é mais complicada (ver Figura 14.2a). A 105°, a trajetória delas omite o núcleo, enquanto as ondas que teriam percorrido distâncias maiores encontram a interface núcleo-manto. Na fronteira núcleo-manto, a velocidade das ondas P cai, aproximadamente, por um fator de dois. Dessa maneira, as ondas são refratadas para baixo, imergindo no núcleo e emergindo a distâncias maiores depois do retardamento causado por seu desvio através do núcleo. Esse efeito de refração forma a zona de sombra das ondas P a distâncias angulares entre 105 e 142°.

**AS ONDAS REFLETIDAS NAS INTERFACES INTERNAS DA TERRA** Quando os sismólogos olharam os registros das ondas dos terremotos feitos a distâncias angulares de menos que 105° do foco de um terremoto, encontraram chegadas correspondentes a ondas refletidas da interface núcleo-manto. Eles chamaram de PcP as ondas compressionais que se refletem do topo do núcleo externo e de ScS as on-

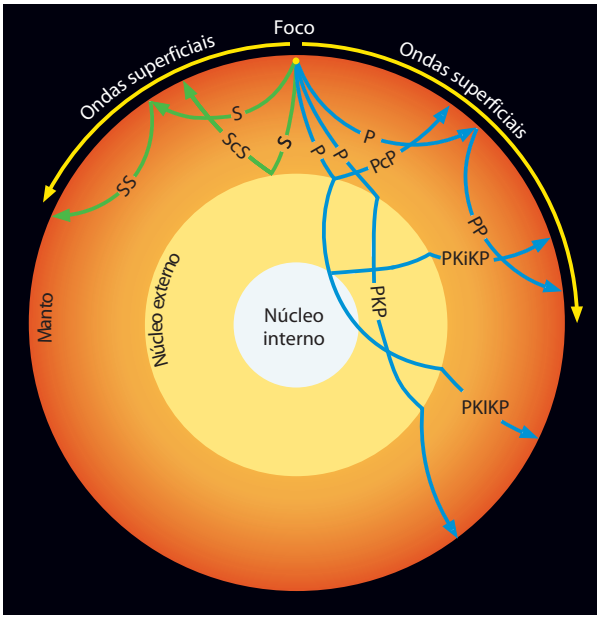



**FIGURA 14.3** ■ Os sismólogos usam um esquema simples de classificação para descrever as várias trajetórias percorridas pelas ondas sísmicas. As ondas PcP e ScS são ondas compressionais e de cisalhamento que retornam do núcleo. As ondas PP e SS são refletidas internamente a partir da superfície da Terra. Uma onda PKP é transmitida através do núcleo externo líquido, a onda PKIKP atravessa o núcleo interno sólido, e a onda PKiKP é refletida pelo núcleo interno. As ondas de superfície propagam-se ao longo da superfície externa da Terra, como as ondas na superfície de um lago.

das cisalhantes. (A letra minúscula *c* indica a reflexão no núcleo.) Em 1914, o sismólogo alemão Beno Gutenberg usou os tempos de percurso dessas reflexões no núcleo para determinar uma profundidade precisa da interface núcleo-manto, atualmente estimada em 2.890 km. A **Figura 14.3** mostra exemplos de trajetórias seguidas por essas ondas refletidas no núcleo, bem como as trajetórias e os nomes simbólicos que têm sido dados a algumas outras chegadas proeminentes vistas nos sismogramas. Por exemplo, uma onda compressional refletida uma vez na superfície da Terra é chamada de PP, e a onda cisalhante com um caminho similar é chamada de SS. A **Figura 14.4** mostra diversos sismogramas, registrados a diferentes distâncias do foco de um terremoto, que mostram essas reflexões internas.

O caminho de uma onda compressional através do núcleo externo é rotulado com um *K* (da palavra alemã *Kernel*, "núcleo"). Assim, PKP descreve uma onda compressional que se propaga de um terremoto através da crosta e manto para dentro do núcleo externo e retorna através do manto e da crosta até um receptor na superfície. Em 1936, a sismóloga dinamarquesa Inge Lehmann (**Figura 14.5**) descobriu o núcleo interno da Terra observando as ondas compressionais refratadas na sua interface externa, a qual determinou estar a uma profundidade de cerca de 5.150 km. As trajetórias através do núcleo interno estão rotuladas com a letra *I*; assim, ela chamou as ondas refratadas de PKIKP. Outros pesquisadores têm observado desde então ondas compressionais (PKiKP) refletidas no lado do topo da interface interior do núcleo interno-núcleo externo (a letra *i* minúscula indica uma reflexão em vez de uma refração; ver Figura 14.3).

## Exploração sísmica de camadas próximas à superfície

Os ondas sísmicas também podem ser usadas para investigar as partes rasas da crosta terrestre. Essa técnica, cha-

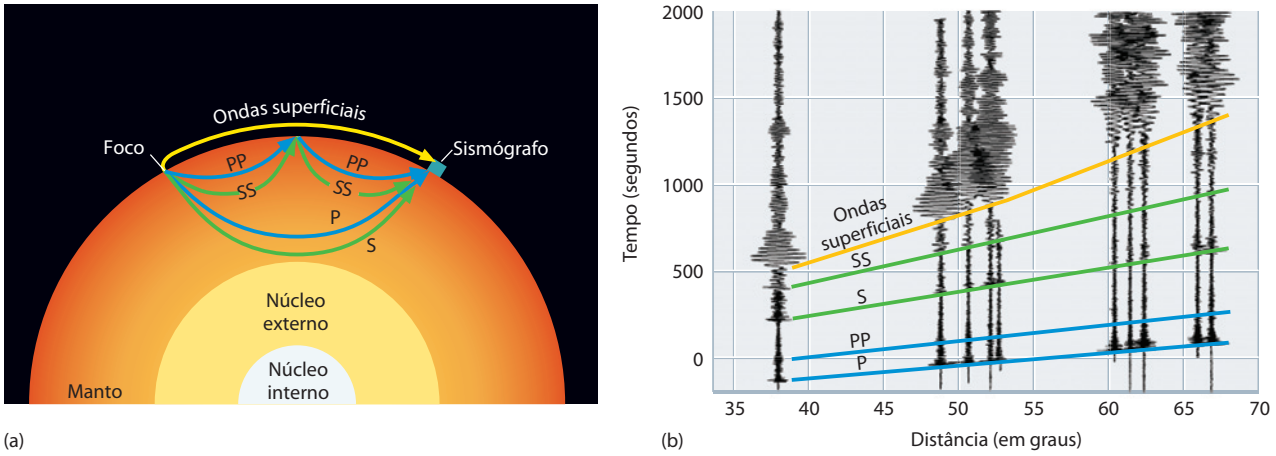



**FIGURA 14.4** ■ (a) As ondas P e S podem ser refletidas para cima a partir da interface núcleo-manto e também da superfície terrestre. Uma onda sísmica que foi refletida uma vez da superfície terrestre é representada com uma letra dupla (PP ou SS). (b) Sismogramas registrados em várias distâncias a partir de um terremoto nas Ilhas Aleutas, Alasca. As linhas coloridas identificam os tempos de chegada das ondas P e S, das ondas de superfície e das ondas PP e SS refletidas da superfície terrestre.

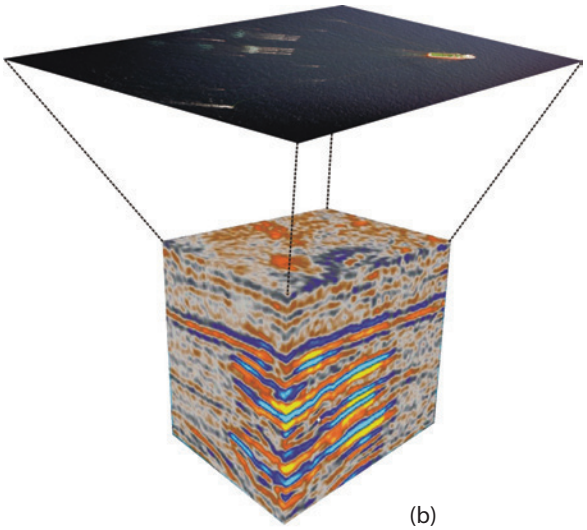
**FIGURA 14.5** ■ A sismóloga dinamarquesa Inge Lehmann descobriu o núcleo interno da Terra em 1936. [Beverley Bolt]

mada de *perfilagem sísmica*, tem uma série de aplicações práticas. As ondas sísmicas geradas por fontes artificiais, como explosões de dinamite, são refletidas pelas estruturas geológicas em profundidades rasas da crosta. Registros dessas reflexões provaram ser o método de maior sucesso para encontrar reservatórios de gás e petróleo em grandes profundidades (**Figura 14.6**). Esse tipo de exploração sísmica é agora uma indústria de muitos bilhões de dólares. Ondas sísmicas refletidas também são empregadas para medir a profundidade do nível d'água e a espessura das geleiras. No mar, as ondas compressionais podem ser geradas de fontes mecânicas semelhantes a alto-falantes,[1] e nos navios oceanográficos usa-se rotineiramente o som que eles produzem sob a água para medir a profundidade do oceano e a espessura dos sedimentos no fundo marinho.

## As camadas e a composição do interior da Terra

Como vimos, os tempos de viagem das ondas compressionais e de cisalhamento dependem de suas velocidades à medida que passam através dos materiais no interior da Terra. A chave para fazer dos tempos de viagem uma ferramenta útil na Geologia é convertê-los em um modelo que mostre o quanto a velocidade das ondas sísmicas varia com a profundidade na Terra. Criar esse modelo é como descobrir qual rota, dentre as diversas possíveis entre Nova York e Chicago, foi adotada por um motorista, e qual a rapidez com que ele viajou ao longo do trajeto, quando se sabe que o tempo da viagem foi de 12,1 horas e se conhece a velocidade-limite no trecho; mesmo assim, os sismólogos conseguiram criá-lo.

(a)



(b)

**FIGURA 14.6** ■ (a) *Geco Topaz*, um navio operado pela WesternGeco Inc., conduz uma pesquisa sísmica tridimensional de um campo de petróleo no Mar do Norte. As bolhas atrás do navio são explosões de ar comprimido que enviam ondas compressionais; as reflexões dessas ondas das rochas abaixo são registradas por sismógrafos puxados por cabos atrás do navio para gerar uma imagem da estrutura subsuperficial. (b) Uma imagem tridimensional produzida por pesquisa sísmica. As cores representam camadas de sedimento sob o assoalho oceânico, podendo, algumas delas, aprisionar petróleo e gás natural. [(a) Cortesia de Oil & Gas UK; (b) cortesia de Satoil, Veritas e BP]

A **Figura 14.7** mostra como as velocidades de ambas as ondas compressionais e de cisalhamento mudam com a profundidade e como essas alterações estão relacionadas com as principais camadas da Terra. Para entender a estrutura e a composição dessas camadas, os cientistas devem combinar as informações sismológicas sobre esse diagrama com as informações de muitos outros tipos de estudos geológicos. Vamos explorar o que eles descobriram ao seguir uma jornada para o interior da Terra, desde sua crosta exterior até seu núcleo interno.

## A crosta

Pela medição das velocidades das ondas sísmicas que passam através da amostras de vários materiais típicos em laboratório, os sismólogos compilaram uma biblioteca de velocidades sísmicas para todo tipo de materiais que compõem a Terra. Os valores grosseiros das velocidades das ondas P em rochas ígneas, por exemplo, são como seguem:

- Rochas félsicas típicas da crosta continental superior (granito): 6 km/s
- Rochas máficas típicas da crosta oceânica ou da crosta continental inferior (gabro): 7 km/s
- Rochas ultramáficas típicas do manto superior (peridotito): 8 km/s

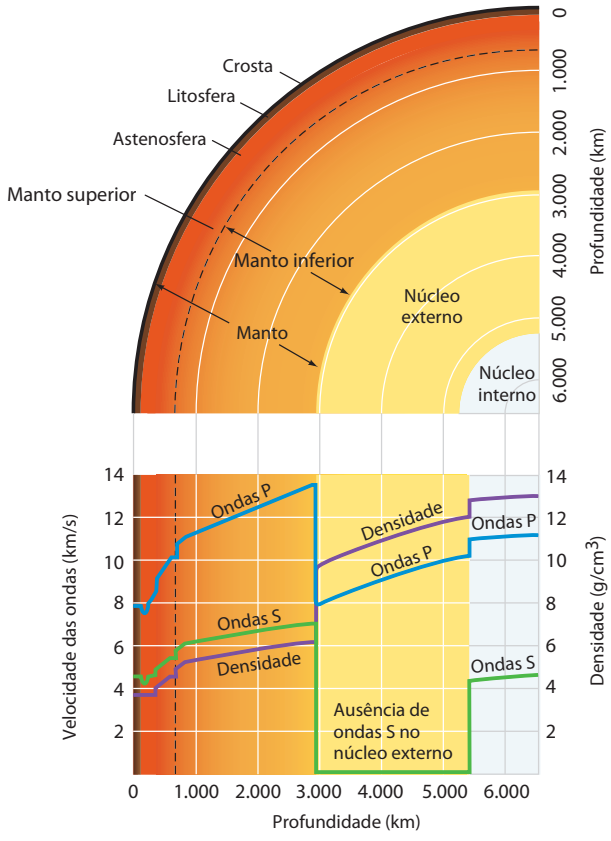



**FIGURA 14.7** ■ Camadas da Terra reveladas pela sismologia. O diagrama inferior mostra as alterações das velocidades das ondas P e S e da densidade das rochas com a profundidade na Terra. O diagrama superior é uma secção transversal do interior da Terra na mesma escala das profundidades, mostrando como essas mudanças estão relacionadas com as camadas principais.

As velocidades das ondas sísmicas diferem porque dependem da densidade das rochas e de suas resistências à compressão e ao cisalhamento, parâmetros que variam com a composição e a estrutura cristalina. Em geral, densidades maiores correspondem a velocidades maiores das ondas P; densidades típicas para o granito, o gabro e o peridotito são 2,6 g/cm$^3$, 2,9 g/cm$^3$ e 3,3 g/cm$^3$, respectivamente.

Sabemos, a partir das medições das velocidades de ondas P, que a parte superior da crosta continental é constituída, principalmente, de rochas graníticas de baixa densidade. Essas medições também mostram que não existe granito no assoalho do oceano profundo. Lá, a crosta consiste inteiramente em basalto e gabro recobertos por sedimentos. A velocidade das ondas P aumenta abruptamente para 8 km/s na **descontinuidade de Mohorovičić** (ou *Moho*), que marca a base da crosta (ver Capítulo 1). Essa velocidade indica que o manto abaixo de Moho é feito basicamente de peridotito denso. Essa estrutura crustal é consistente com a teoria de que, logo após a formação da Terra, materiais mais leves flutuaram do manto para formar uma crosta do tipo continental.

A crosta terrestre é delgada (cerca de 7 km) sob os oceanos, mais espessa (em torno de 33 km) sob os continentes estáveis e planos e tem maior espessura (até 70 km) sob as altas montanhas das zonas orogênicas. As elevações dos continentes em relação ao assoalho oceânico profundo podem ser explicadas pelo princípio da **isostasia**, segundo o qual a força de empuxo que empurra um continente de baixa densidade para cima deve ser equilibrada pela força gravitacional que a puxa para baixo (ver Geologia na Prática).

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### O princípio da isostasia: por que os oceanos são profundos e as montanhas elevadas?

As duas maiores feições da topografia terrestre, como vimos no Capítulo 1, são os continentes, que normalmente têm elevações de 0 a 1 km acima do nível do mar, e as bacias oceânicas, que geralmente têm elevações de 4 a 5 km abaixo do nível do mar. Por que essa diferença? A resposta vem do princípio da isostasia, que relaciona as elevações dos continentes e dos oceanos com as densidades de rochas crustais e mantélicas. Esse princípio incrivelmente útil explica grande parte da topografia terrestre, além de permitir que os cientistas usem as mudanças de elevação crustal ao longo do tempo para investigar as propriedades do manto (ver Jornal da Terra 14.1 na página 397).

A isostasia (do grego para "igual em equilíbrio") baseia-se no princípio de Arquimedes, que afirma que o peso de um sólido flutuante é igual ao peso do fluido deslocado por ele. (Segundo a lenda, o filósofo grego Arquimedes descobriu esse princípio há mais de 2.200 anos enquanto estava em sua banheira; chocado com suas implicações, ele saiu correndo nu para a rua, gritando "Eureka, descobri!". As grandes descobertas raramente provocam respostas tão entusiasmadas de cientistas modernos.)

Considere um bloco de madeira flutuando na água. Em cada unidade de área, a massa do bloco é a densidade multiplicada pela espessura, ao passo que a massa de água deslocada é a densidade da água multiplicada por uma espessura reduzida, dada pela espessura do bloco menos sua elevação acima da água. O princípio de Arquimedes afirma que os dois devem ser iguais:

$$\text{densidade da madeira} \times \text{espessura da madeira} = \text{densidade da água} \times \text{espessura da água} = \text{densidade da água} \times (\text{espessura da madeira} - \text{elevação da madeira})$$

Podemos solucionar a última equação algébrica para encontrar a elevação:

$$\text{elevação da madeira} = \left(1 - \frac{\text{densidade da madeira}}{\text{densidade da água}}\right) \times \text{espessura da madeira}$$

A expressão entre parênteses é chamada de "fator de flutuabilidade", porque nos diz qual fração da madeira ficará acima da superfície da água. Uma madeira leve, como um pinheiro jovem, tem apenas metade da densidade da água, portanto seu fator de flutuabilidade é

$$\frac{1\ \text{g/cm}^3 - 0{,}5\ \text{g/cm}^3}{1\ \text{g/cm}^3} = 0{,}5$$

O bloco de pinheiro flutuará alto, com metade do volume para fora da água. Porém, no caso do carvalho velho, que tem densidade de 0,9 g/cm$^3$, o fator de flutuabilidade é de apenas 0,1, então o bloco flutuará baixo, com somente um décimo de sua espessura acima da água.

Se a crosta continental (densidade = 2,8 g/cm$^3$) flutuasse sozinha sobre o material mantélico (3,3 g/cm$^3$), a equação anterior poderia ser modificada para dar a elevação continental simplesmente substituindo "madeira" por "continente" e "água" por "manto". No entanto, devemos considerar a crosta oceânica (2,9 g/cm$^3$) e a água oceânica (1,0 g/cm$^3$) que também flutuam sobre o manto. Uma vez que essas duas camadas preenchem as bacias oceânicas em torno dos continentes, devemos subtrair, da elevação continental, a altura que cada uma dessas camadas individualmente flutuaria acima do manto, dada pelo fator de flutuabilidade multiplicado pela espessura. Portanto, a equação isostática para os continentes tem três termos, um positivo e dois negativos:

$$\text{elevação continental} = \left(1 - \frac{\text{densidade da crosta continental}}{\text{densidade mantélica}}\right) \times \text{espessura continental} - \left(1 - \frac{\text{densidade da crosta oceânica}}{\text{densidade mantélica}}\right) \times \text{espessura da crosta oceânica} - \left(1 - \frac{\text{densidade da água oceânica}}{\text{densidade mantélica}}\right) \times \text{espessura da água oceânica}$$

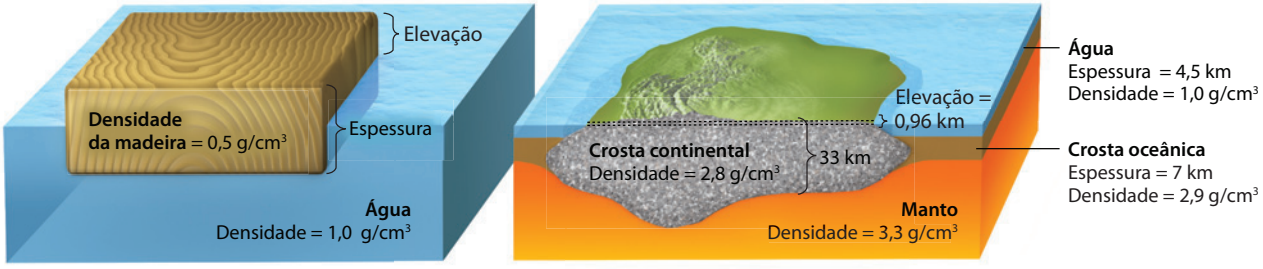
Usando espessuras de 33 km e 7 km para as crostas continental e oceânica, respectivamente, e uma profundidade de água de 4,5 km, obtemos

$$\text{elevação continental} = (0{,}15 \times 33\ \text{km}) - (0{,}12 \times 7{,}0\ \text{km}) - (0{,}70 \times 4{,}5\ \text{km}) = 0{,}96\ \text{km cima do nível do mar}$$

Esse resultado é consistente com a distribuição global da topografia terrestre (ver Figura 1.8).

Por causa da isostasia, a elevação é um indicador sensível da espessura crustal, então as regiões de elevação mais baixa devem ter crosta mais delgada (ou maior densidade média), enquanto regiões de elevação mais alta, como o Planalto do Tibete (ver Figura 10.16), devem ter crosta mais espessa (ou menor densidade média).

***PROBLEMA EXTRA:*** A elevação média do Planalto do Tibete é de aproximadamente 5 km acima do nível do mar.




O princípio da isostasia explica a altura que um bloco de madeira flutua na água e a altura com que um continente flutua acima do nível do mar.

O princípio da isostasia explica a altura que um bloco de madeira flutua na água e a altura que um continente flutua acima do nível do mar.

Use a equação isostática para calcular a espessura média da crosta nessa região, presumindo que sua densidade média seja de 2,8 g/cm$^3$.

## O manto

O **manto superior**, que se estende de Moho por 410 km, é constituído sobretudo de peridotito, uma rocha densa ultramáfica composta basicamente de olivina e piroxênio. Esses minerais contêm menos sílica e mais magnésio e ferro do que os das rochas crustais típicas (ver Capítulo 4). Os experimentos de laboratório mostram que variações na pressão e na temperatura alteram as propriedades e as formas da olivina e do piroxênio. Esses minerais começam a se fundir sob as condições encontradas na parte mais acima do manto superior. Em grandes profundidades, as pressões forçam seus átomos a aproximarem-se em uma estrutura cristalina mais compacta. Com a profundidade, as principais mudanças na mineralogia dos peridotitos do manto são marcadas pelo aumento ou diminuição da velocidade das ondas S (**Figura 14.8**).

O manto logo abaixo de Moho é relativamente frio. Como a crosta, ele é parte da litosfera, a camada rígida que forma as placas (ver Capítulo 1). A espessura média dessa camada é de cerca de 100 km, mas é muito variável geograficamente, oscilando desde uma espessura quase nula, próxima aos centros de expansão, onde a nova litosfera oceânica está se formando pelo efeito do calor, e espessando-se para mais de 200 km por baixo do frio e estável cráton da crosta continental.

Próximo à base da litosfera, a velocidade das ondas S decresce abruptamente para formar uma **zona de baixa velocidade**. A cerca de 100 km, ela aproxima-se da temperatura de fusão do peridotito, fundindo parcialmente alguns de seus minerais. Embora a quantidade de fusão (em muitos lugares, menos que 1%) seja pequena, é suficiente para diminuir a rigidez da rocha, o que retarda as ondas S que passam através dela. O fato de a fusão parcial também permitir que as rochas fluam mais facilmente levou os geólogos a identificarem a zona de baixa velocidade como sendo a parte do topo da astenosfera – a camada dúctil através da qual a placa litosférica rígida desliza. Essa ideia ajusta-se muito bem com a evidência de que a astenosfera é a fonte da maior parte do magma basáltico (ver Capítulos 4 e 12).

A base da zona de baixa velocidade ocorre a cerca de 200 a 250 km sob a placa oceânica, onde a velocidade das ondas S aumenta para um valor consistente com o peridotito sólido. A zona de baixa velocidade não é tão bem definida sob os crátons continentais estáveis, onde o manto litosférico mais frio estende-se até essas profundidades.

Na profundidade de 200 a 400 km, a velocidade das ondas S aumenta com a profundidade. Dentro dessa zona, a pressão continua a aumentar, mas a temperatura não sobe tão rapidamente como acontece próximo à superfície, devido aos efeitos de convecção dentro da astenosfera. (Discutiremos na próxima seção por que isso é assim.) Os efeitos combinados da pressão e da temperatura causam um decréscimo na quantidade de material fundido com a profundidade e causam, também, a rigidez da rocha – e então aumenta a velocidade das ondas S.

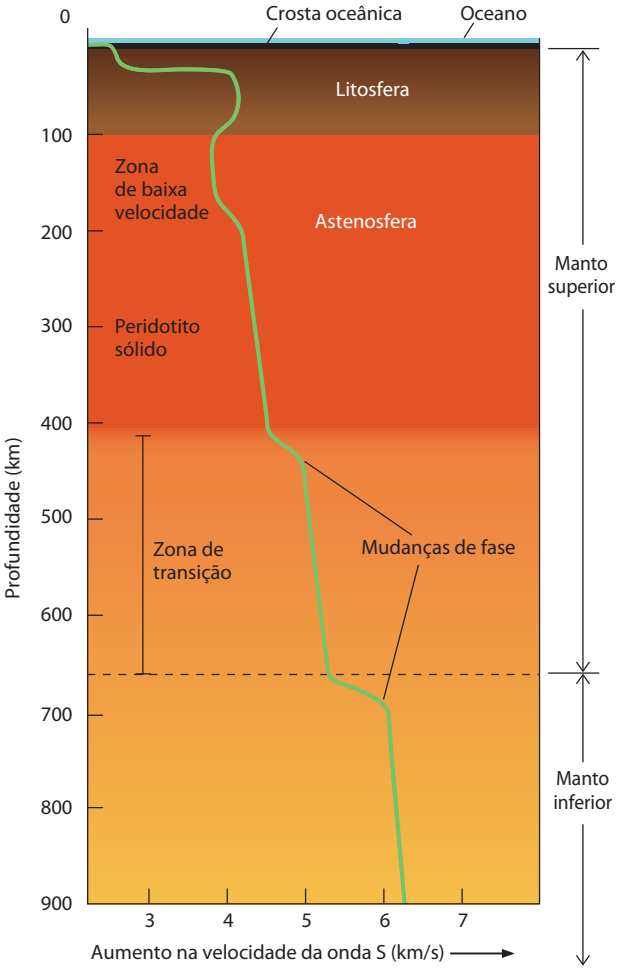



**FIGURA 14.8** ■ A estrutura do manto embaixo de uma antiga litosfera oceânica, mostrando as velocidades das ondas S a uma profundidade de 900 km. As mudanças na velocidade marcam a litosfera rígida, a dúctil e fraca astenosfera e uma zona de transição, na qual variações de pressão cada vez maiores forçam um rearranjo dos átomos dentro de uma estrutura cristalina mais compacta e densa (mudanças de fase). [Fonte: D. P. McKenzie, "The Earth's Mantle," *Scientific American* (September 1983): 66]

A cerca de 400 km abaixo da superfície, a velocidade das ondas S aumenta em torno de 10%, dentro de uma estreita zona menor de 20 km de espessura. Esse salto na velocidade das ondas S poderia ser explicado pela **mudança de fase** na olivina, a constituinte mineral majoritária do manto superior, cuja estrutura cristalina ordinária é transformada em uma estrutura mais densa e compactada a pressões altas. Quando a olivina é submetida, em laboratório, a altas pressões, os átomos que formam sua estrutura cristalina colapsam para um arranjo mais compacto a temperaturas e pressões que correspondem a profundidades de cerca de 410 km. Sobretudo, em laboratório, o salto

das velocidades das ondas P e S ajusta-se ao aumento observado nas ondas sísmicas nessas profundidades.

Na **zona de transição** de 410 a 660 km abaixo da superfície, as propriedades do manto alteram-se pouco à medida que a profundidade aumenta. Próximo a 660 km, contudo, a velocidade das ondas S aumenta abruptamente outra vez, indicando uma segunda mudança importante de fase na olivina para uma estrutura cristalina ainda mais compacta. As experiências de laboratório confirmaram a existência de outra mudança importante na fase mineralógica nas pressões e temperaturas encontradas nessa profundidade.

As mudanças de fase envolvem transições na mineralogia da rocha, mas não em sua composição química. Entretanto, alguns geólogos argumentam que o aumento de velocidade das ondas sísmicas em 660 km pode assinalar uma mudança na composição química da rocha mantélica. Esse debate é essencial ao entendimento do sistema da tectônica de placas, porque uma mudança química implicaria que a convecção que move a tectônica de placas não penetra muito além dessa profundidade – em outras palavras, que a convecção no manto é estratificada (conforme mostrado na Figura 2.18b). Evidências atuais de estudos detalhados da estrutura do manto, contudo, indicam muito pouca, se alguma, variação química nessa região do manto.

Abaixo da transição, a uma profundidade de 660 km, a velocidade das ondas sísmicas aumenta gradualmente e não mostra qualquer feição não usual até próximo à fronteira núcleo-manto. Essa região relativamente homogênea, com mais de 2.000 km de espessura, é chamada de **manto inferior**.

## O limite núcleo-manto

No **limite núcleo-manto**, cerca de 2.890 km abaixo da superfície, ocorre a variação mais extrema nas propriedades encontradas em qualquer lugar no interior da Terra. A partir do caminho das ondas sísmicas refletidas nessa fronteira, os sismólogos podem dizer que ela é uma interface muito nítida. O material varia abruptamente de uma rocha silicática sólida para uma liga de ferro líquida. Devido à completa perda de rigidez, a velocidade das ondas S cai de cerca de 7,5 km/s para zero, e a velocidade das ondas P cai de mais de 13 km/s para próximo de 8 km/s, originando a zona de sombra do núcleo. A densidade, por outro lado, aumenta cerca de 4 g/cm$^3$ (ver Figura 14.7). Esse grande salto no valor da densidade, que é ainda maior que aquele verificado na densidade da atmosfera para a litosfera na superfície sólida da Terra, mantém a fronteira núcleo-manto plana (você poderia andar de *skate* nela!) e impede qualquer mistura, em larga escala, do manto com o núcleo.

A fronteira núcleo-manto parece ser um lugar muito ativo. O calor conduzido para fora do núcleo deveria aumentar as temperaturas na base do manto em até 1.000ºC (ver Figura 14.10). Na verdade, as ondas sísmicas que passam próximas à base do manto mostram complicações peculiares, sugerindo uma região de excepcional atividade geológica. Em uma delgada camada acima da fronteira núcleo-manto, os sismólogos descobriram, recentemente, um degrau (10% ou mais) de diminuição da velocidade das ondas sísmicas, o que pode ser uma indicação de que o manto em contato com o núcleo é parcialmente fundido, pelo menos em certos lugares. Notamos, no Capítulo 12, que muitos geólogos acreditam que essa região quente seja a fonte das plumas do manto que ascendem por todo esse caminho até a superfície da Terra, criando pontos quentes vulcânicos, como os do Havaí e de Yellowstone.

A fronteira da camada mais inferior do manto, uma região de cerca de 300 km de espessura, pode também ser o cemitério final de algum material litosférico subduzido na superfície, como as porções mais densas da crosta oceânica, ricas em ferro. É possível que essa zona seja uma versão de cabeça para baixo da tectônica que vemos na superfície da Terra. Por exemplo, a acumulação de material pesado e rico em ferro deve formar "anticontinentes" quimicamente distintos que são constantemente empurrados de um lado para o outro da fronteira núcleo-manto pelas correntes de convecção. Os sismólogos estão formando equipes com outros geólogos que estudam a convecção do manto e do núcleo para aprender mais sobre como os processos geológicos podem ser ativos nessa estranha região.

## O núcleo

Os geólogos conhecem bem a composição do núcleo, mas não por observação direta. Seu entendimento foi derivado de anos de pesquisas usando uma combinação de dados astronômicos, experimentos de laboratório e dados sísmicos. Uma composição de ferro-níquel é consistente com muitas linhas de evidência. Esses metais são abundantes no cosmos (ver Capítulo 1); além disso, são densos o suficiente para explicar a massa do núcleo (cerca de um terço da massa total da Terra) e para serem consistentes com a teoria de que o núcleo formou-se por diferenciação gravitacional (ver Capítulo 9). Essa hipótese, primeiramente formulada por Emil Wiechert no final do século XIX, foi reforçada pela descoberta de meteoritos constituídos quase exclusivamente de ferro e níquel, que, presumivelmente, originaram-se a partir da quebra de um corpo planetário que também tinha um núcleo de ferro-níquel (ver Figura 1.10).

As medidas de laboratório feitas sob pressão e temperatura adequadas têm levado a uma ligeira revisão dessa hipótese. Uma liga de ferro-níquel pura precisa ser cerca de 10% mais densa para se ajustar aos dados do núcleo externo. Os geólogos têm proposto, dessa maneira, que o núcleo deve incluir uma menor quantidade de algum elemento mais leve. O oxigênio e o enxofre são fortes candidatos, ainda que a precisa composição permaneça objeto de pesquisa e debate.

A sismologia conta-nos que o núcleo abaixo do manto é um fluido, mas não exatamente um fluido em todo o núcleo da Terra. Como inicialmente descobriu Lehmann, as ondas P que penetram a profundidades de 5.150 km au-

mentam sua velocidade repentinamente, indicando a presença de um *núcleo interno*, uma esfera metálica com dois terços do tamanho da Lua. Os sismólogos recentemente mostraram que o núcleo interno transmite ondas de cisalhamento, confirmando as especulações anteriores de que ele é sólido. De fato, alguns cálculos sugerem que o núcleo interno gira a uma velocidade um pouco mais rápida que o manto, agindo como"um planeta dentro de outro planeta".

O centro verdadeiro do planeta não é um lugar onde você gostaria de estar. As pressões são imensas, da ordem de 4 milhões de vezes a pressão atmosférica na superfície terrestre. E ele é, também, como veremos, muito quente.

## A temperatura interna da Terra

A evidência do calor no interior da Terra está em todo lugar: vulcões, fontes quentes e temperaturas elevadas em minas e furos de sondagem. O calor interno impulsiona a convecção do manto, que move o sistema de placas tectônicas, bem como o geodínamo do núcleo, o qual produz o campo magnético terrestre.

O calor no interior da Terra vem de diversas fontes. Durante a violenta origem do planeta, a energia cinética liberada por impactos com planetesimais aqueceu sua região mais externa, enquanto a energia gravitacional liberada por diferenciação do núcleo aqueceu seu interior (ver Capítulo 9). A desintegração dos isótopos radioativos no interior da Terra continua a gerar calor.

Depois da Terra formada, ela começou a resfriar-se, processo esse que continua até hoje, à medida que o calor flui do interior quente até a superfície fria. A temperatura do interior do planeta resulta de um balanço entre o calor ganho e aquele perdido.

## O fluxo de calor através do interior da Terra

A Terra esfria de duas maneiras: por meio de um transporte vagaroso de calor, por condução, e por meio de um transporte mais rápido, por convecção. A condução domina na litosfera, enquanto a convecção ocorre na maior parte do interior do planeta.

**A CONDUÇÃO ATRAVÉS DA LITOSFERA** A energia calorífica existe no meio material à medida que os átomos vibram; quanto mais alta é a temperatura, mais intensas são as vibrações. A **condução** do calor ocorre quando os átomos e as moléculas agitados termicamente empurram uns aos outros, transferindo mecanicamente o movimento de vibração da região quente para a região fria. Por esse processo, o calor é conduzido das regiões de alta temperatura para as de baixa temperatura.

A capacidade de conduzir o calor varia entre os materiais. Os metais conduzem melhor o calor do que os plásticos (pense quão rapidamente o cabo metálico de uma frigideira se aquece em comparação com o cabo feito de plástico). O solo e as rochas são condutores de calor muito pobres, sendo essa a razão pela qual os canos enterrados são menos suscetíveis ao congelamento que aqueles que ficam em cima do solo. As rochas são tão más condutoras de calor, que um fluxo de lava de 100 m de espessura e 1.000°C leva cerca de 300 anos para resfriar-se até atingir a temperatura da superfície.

A condução do calor através da superfície mais externa da litosfera é a causa do seu vagaroso resfriamento no tempo. À medida que ela esfria, sua espessura aumenta, justamente como ocorre com a crosta fria sobre a cera quente em uma tigela, que se torna espessa com o passar do tempo. As rochas, assim como a cera, contraem-se, tornando-se mais densas com o decréscimo da temperatura, de modo que a densidade média da litosfera deve aumentar com o tempo, e, pelo princípio da isostasia, sua superfície deve afundar para níveis mais baixos. Assim, as dorsais mesoceânicas permanecem elevadas, porque lá a litosfera é mais nova, fina e quente, enquanto as planícies abissais são profundas, porque a litosfera é antiga, fria, espessa e densa.

A partir dessas considerações, os geólogos construíram uma simples, mas precisa, teoria da topografia do assoalho oceânico, que usa o resfriamento condutivo para explicar as feições de macroescala das bacias oceânicas. A teoria prediz que a profundidade dos oceanos deveria depender, primordialmente, da idade do assoalho oceânico. Segundo essa teoria, a profundidade dos oceanos deveria aumentar proporcionalmente à raiz quadrada de sua idade. Em outras palavras, o assoalho oceânico que está com 40 milhões de anos de idade deveria ter subsidido duas vezes mais rápido do que se tivesse 10 milhões de anos (porque $\sqrt{40/10} = \sqrt{4} = 2$). Essa relação matemática simples ajusta-se incrivelmente bem à topografia do assoalho oceânico próximo à dorsal mesoceânica, como demonstrado na **Figura 14.9**.

O resfriamento condutivo da litosfera dá ensejo a uma grande variedade de outros fenômenos geológicos, incluindo a subsidência da margem continental passiva e o crescimento de muitas bacias sedimentares (ver Capítulo 5). Ele explica por que o calor que flui para fora da litosfera oceânica é mais intenso próximo aos centros de expansão e decresce à medida que a litosfera oceânica fica mais antiga. Ele também nos conta por que a espessura média da litosfera oceânica é de aproximadamente 100 km. A formulação dessa teoria foi um dos grandes sucessos da teoria de placas.

Entretanto, o resfriamento condutivo não explica todos os aspectos do fluxo de calor através da superfície externa da Terra. Os geólogos marinhos descobriram que o assoalho oceânico mais antigo que 100 milhões de anos não continua a subsidir, como uma teoria simples poderia predizer. Porém, o resfriamento condutivo simples é demasiadamente ineficiente para dar conta do resfriamento da Terra durante toda a sua história. Pode ser mostrado que, se a Terra de 4,5 bilhões de anos tivesse esfriado apenas por condução, muito pouco do calor das profundidades maiores que 500 km teria alcançado a sua superfície. O manto, o qual foi fundido nos primórdios da história da Terra, estaria muito mais quente do que está agora. Para entender esses fatos, devemos considerar o segun-

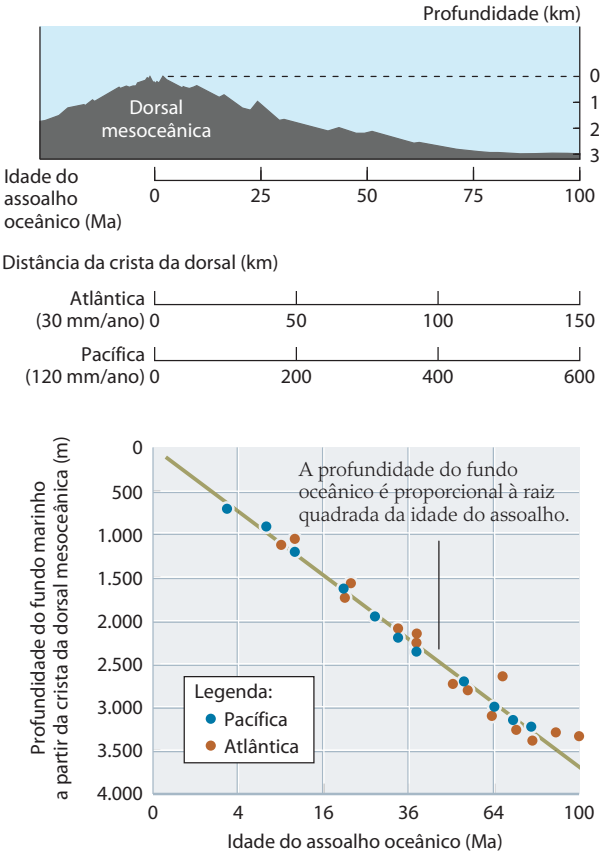



**FIGURA 14.9** ■ Topografia da dorsal mesoceânica dos oceanos Atlântico e Pacífico, mostrando como a profundidade da água aumenta proporcionalmente à raiz quadrada da idade da litosfera ao longo dos centros de expansão. A mesma curva teórica que é derivada da suposição de que a litosfera resfria-se por condução, ajusta-se aos dados para ambas as bacias oceânicas, embora a expansão do assoalho no Pacífico seja muito mais rápida que no Atlântico.

do modo de transporte de calor, a convecção, que é mais eficiente do que a condução para extrair calor do interior da Terra.

**A CONVECÇÃO NO MANTO E NO NÚCLEO** A convecção ocorre quando um fluido aquecido, líquido ou gasoso, expande-se e sobe porque se torna menos denso que o material circundante. O material mais frio flui para baixo, tomando o lugar do fluido quente que subiu, e, aí, ele se aquece e sobe, para continuar o ciclo. Esse processo, chamado de **convecção**, transfere o calor mais eficientemente que a condução, pois o material aquecido move-se transportando o calor com ele. A convecção é o mesmo processo pelo qual ocorre o aquecimento da água em uma chaleira (ver Figura 1.15). Os líquidos são maus condutores de calor, de modo que a água em uma chaleira levaria um longo tempo para atingir o ponto de ebulição, se a convecção não distribuísse o calor rapidamente. A convecção move o calor quando uma chaminé exaure bem, quando a fumaça do cigarro é aquecida e sobe ou, ainda, quando as nuvens se formam em um dia quente.

Já vimos como as ondas sísmicas revelam que o núcleo externo é um líquido. Outros tipos de dados demonstram que o material rico em ferro no núcleo externo tem uma baixa viscosidade e pode, portanto, conduzir calor muito facilmente. O movimento convectivo no núcleo externo move o calor através deste muito eficazmente e gera o campo magnético terrestre, um fenômeno que examinaremos, com mais detalhes, posteriormente neste capítulo. Na fronteira núcleo-manto, o calor do núcleo flui para o manto.

A existência da convecção no manto sólido é mais surpreendente, mas agora sabemos que as rochas do manto subjacente à litosfera comportam-se como um material dúctil; por longos períodos, podem fluir como um fluido bastante viscoso (ver Jornal da Terra 14.1). Como discutido nos Capítulos 1 e 2, a expansão do assoalho oceânico e a tectônica de placas são evidências diretas do funcionamento atual dessa convecção no estado sólido. O soerguimento da matéria quente sob a dorsal mesoceânica constrói uma nova litosfera, a qual é resfriada à medida que vai se distanciando. Dado um certo tempo, ela mergulha para dentro do manto, onde é finalmente reabsorvida e reaquecida. Por esse processo, o calor é carregado do interior para a superfície.

## As temperaturas no interior da Terra

Os geólogos têm muitos motivos para querer entender o *gradiente geotérmico* – o aumento de temperatura com a profundidade – no interior da Terra. A temperatura e a pressão determinam o estado da matéria (sólida ou fundida), sua viscosidade (resistência ao fluxo) e como os átomos se dispõem no empacotamento do cristal. A curva que descreve como a temperatura aumenta com a profundidade é chamada de **geoterma**. Na **Figura 14.10**, comparamos uma possível geoterma (em amarelo) com as curvas de fusão para os materiais mantélico e do núcleo (em vermelho). As curvas de fusão mostram como o início da fusão depende da pressão, que aumenta com a profundidade.

Próximo à superfície, os geólogos podem medir diretamente a temperatura, seja em minas com profundidades de 4 km, seja em furos de sondagem, com profundidades de 10 km. Eles encontram que o gradiente geotérmico é de 20 a 30ºC por quilômetro na crosta continental normal. As condições abaixo da crosta podem ser inferidas a partir das lavas e das rochas eruptivas dos vulcões. Os dados indicam que as temperaturas próximas à base da litosfera variam de 1.300 a 1.400ºC. Como mostra a Figura 14.10, são nessas temperaturas que a geoterma sobe acima do ponto de fusão das rochas do manto. A geoterma cruza com a curva de fusão a aproximadamente 100 km sob a maior parte da crosta oceânica, e de certa forma mais profundo (150 a 200 km) abaixo da maior parte da crosta continental. Dessa profundidade até onde a geoterma cai abaixo da curva de fusão, a profundidades de 200 a 250 km, o material mantélico é parcialmente fundido. Essas observações são consistentes com a existência de uma zona de onda de cisalhamento de baixa velocidade (ver Figura 14.8), bem como com evidências sugestivas de que o magma basáltico é produzido por fusão parcial da parte superior da astenosfera.

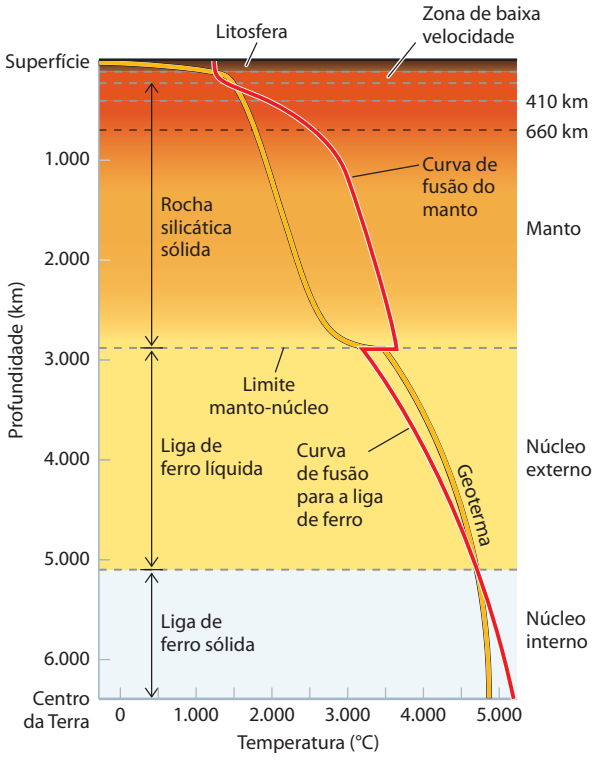



**FIGURA 14.10** ■ Uma geoterma estimada, a qual descreve como a temperatura aumenta com a profundidade na Terra (linha amarela). A geoterma sobe primeiro acima da curva de fusão – a temperatura na qual o peridotito começa a se fundir (linha vermelha) – no manto superior, formando a zona parcialmente fundida e de baixa velocidade. Ela faz isso novamente no núcleo externo, onde a liga de ferro e níquel está em um estado líquido. A geoterma cai abaixo da curva de fusão através da maior parte do manto e no núcleo interno sólido.

A queda do gradiente geotérmico próxima à superfície da Terra informa-nos de que o calor é transportado por condução através da litosfera. Abaixo dessa profundidade, a temperatura não aumenta tão rapidamente. Se assim fosse, as temperaturas nas partes mais profundas do manto seriam tão altas (dezenas de milhares de graus) que o manto inferior seria fundido, o que é inconsistente com as observações sismológicas. Em vez disso, a variação da temperatura com a profundidade cai em torno de 0,5°C por quilômetro, que é o gradiente geotérmico em um manto convectivo. Essa redução ocorre porque a convecção mistura material mais frio próximo ao topo com material mais quente em grandes profundidades, mediando as diferenças de temperatura (justamente como as temperaturas são equilibradas quando você mistura sua água de banho).

As mudanças de fase – observadas com o aumento acentuado da velocidade sísmica – ocorre na zona de transição nas profundidades de 410 e 660 km (ver Figura 14.8). As profundidades (e, assim, as pressões) nas quais essas mudanças de fase ocorrem podem ser precisamente determinadas pela sismologia, de modo que as temperaturas nas quais elas ocorrem também podem ser determinadas usando-se experimentos em laboratório de altas pressões. Os valores obtidos em laboratório são consistentes com as geotermas mostradas na Figura 14.10.

Os geólogos têm informações muito limitadas sobre as temperaturas em grandes profundidades. A maioria concorda que a convecção estende-se através do manto, misturando o material verticalmente e mantendo o gradiente geotérmico baixo. Contudo, próximo à base do manto, esperamos que a temperatura aumente mais rapidamente, porque a fronteira núcleo-manto restringe a mistura vertical. Assim como os movimentos próximos à superfície, os movimentos juntos à fronteira núcleo-manto são primordialmente oblíquos, mais que verticais. Próximo à fronteira, o calor é transportado do núcleo para o manto principalmente por condução, e o gradiente geotérmico deveria ser, dessa forma, alto, assim como ocorre na litosfera.

A sismologia mostra-nos que o núcleo externo é líquido, o que implica que sua temperatura deve exceder o ponto de fusão da liga de ferro que o constitui. Dados de laboratório indicam que essa temperatura é, provavelmente, maior que 3.000°C e é consistente com o alto gradiente geotérmico na base do manto esperado pelo modelo de convecção. O núcleo interno, por outro lado, é sólido. Como sua composição de ferro e níquel é a mesma daquela do núcleo externo, então a fronteira núcleo interno-núcleo externo deveria corresponder à profundidade onde a geoterma corta a curva de fusão do núcleo. Essa hipótese implica que a temperatura no centro da Terra é ligeiramente menor que 5.000°C.

Contudo, muitos aspectos dessa história podem ser debatidos, especialmente em relação às partes mais profundas da geoterma. Por exemplo, alguns geólogos acreditam que a temperatura no centro da Terra pode atingir até 6.000 ou 7.000°C. Mais experimentos de laboratórios e melhores cálculos serão necessários para conciliar essas diferenças.

## Visualizando a estrutura tridimensional da Terra

Até agora investigamos como as propriedades dos materiais da Terra variam com a profundidade. Tal descrição unidimensional seria suficiente se nosso planeta fosse uma esfera perfeita, mas, naturalmente, ele não é tão simétrico. Na superfície, podemos ver *variações laterais* (diferenças geográficas) na estrutura da Terra associadas com oceanos e continentes e com as feições básicas das placas tectônicas: centros de expansão nas dorsais mesoceânicas, zonas de subducção nas fossas de mar profundo e cinturões de montanhas soerguidas por colisões continente-continente.

Abaixo da crosta podemos esperar que a convecção cause variações na temperatura de uma parte para outra no manto. As correntes descendentes, como aquelas associadas com as placas litosféricas subduzidas, estarão

# Jornal da Terra

## 14.1 Recuperação isostática glacial: o experimento da natureza com a isostasia

Se pressionarmos uma rolha flutuando na água com o dedo e depois a soltarmos, ela pula quase instantaneamente. Uma rolha que flutua no melado sobe mais lentamente porque a resistência do fluido viscoso desacelera o processo. Como seria conveniente se, em algum lugar, pudéssemos empurrar a crosta terrestre para baixo, retirar a força depressiva e, então, sentar e assistir a ascensão da área comprimida. Com base na resposta, poderíamos aprender muito mais sobre como funciona a isostasia, sobretudo a viscosidade do manto e como ela afeta as taxas de movimento epirogênico (soerguimento e subsidência).

Na verdade, a natureza realizou esse experimento para nós. A força depressiva é o peso de um geleira continental – um manto de gelo com 2 a 3 km de espessura. Durante o início de uma idade do gelo, mantos de gelo podem se formar em apenas alguns milhares de anos. A imensa carga de gelo comprime a crosta, e desenvolve-se uma protuberância inversa sob o manto de gelo, deslocando uma porção suficiente do manto para fornecer suporte flutuante. Utilizando a informação de Geologia na Prática e as densidades do gelo (0,92 g/cm$^3$) e do material mantélico (3,3 g/cm$^3$), podemos calcular a reentrância para baixo necessária para que um manto de gelo com 3 km de espessura atinja o equilíbrio isostático:

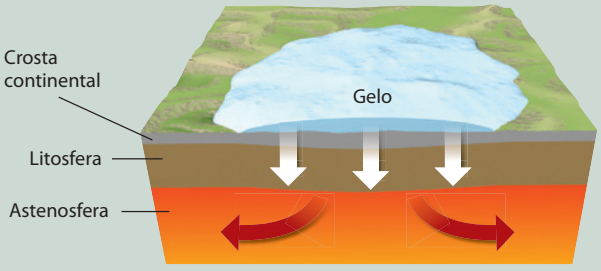
$$(0{,}92\ \text{g/cm}^3 \div 3{,}3\ \text{g/cm}^3) \times 3{,}0\ \text{km} = 0{,}84\ \text{km}$$

No princípio de uma tendência de aquecimento, o manto de gelo derrete rapidamente. Com a retirada de seu peso, a crosta comprimida começa a se recuperar, ascendendo, por fim, ao nível original; neste caso, 840 m mais alta do que quando estava sob a carga glacial completa. Essa *recuperação isostática glacial* ocorreu na Noruega, na Suécia, na Finlândia, no Canadá e em qualquer outra região que costumava ser glaciada. O manto de gelo mais recente recuou dessas áreas há aproximadamente 10 mil anos, e a terra vem subindo desde então.

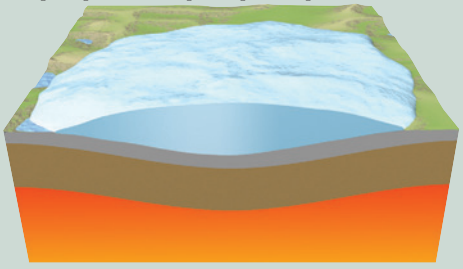
Podemos medir a taxa de soerguimento datando praias antigas que, uma vez, estiveram no nível do mar e foram soerguidas. A Figura 10.21 mostra uma série de praias soerguidas no norte do Canadá que permitiu aos geólogos medir a velocidade da recuperação isostática glacial e, com isso, inferir as viscosidades dos materiais mantélicos. Essas viscosidades são bastante altas. Mesmo a astenosfera – a camada fraca onde ocorre a maior parte do fluxo mantélico durante a recuperação isostática glacial – tem uma viscosidade de magnitude de 10 ordens mais alta do que o vidro de sílica em temperaturas mantélicas.

O princípio da isostasia explica a recuperação isostática glacial. Taxas de soerguimento medidas em praias soerguidas possibilitam que geólogos infiram as viscosidades do manto, inclusive a da astenosfera, onde ocorre a maior parte do fluxo mantélico durante o soerguimento.

TEMPO 1
Uma geleira continental começa a se formar e continua a se espessar durante milhares de anos no início de uma idade do gelo.

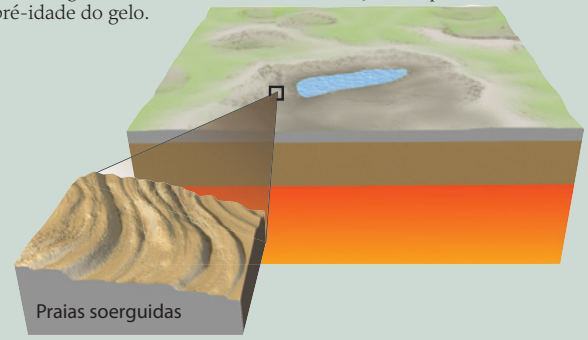



TEMPO 2
A crosta continental curva-se para baixo sob a carga de gelo em uma extensão necessária para prover o empuxo que a suporte.



TEMPO 3
No fim da idade do gelo, o rápido aquecimento funde a geleira. A crosta deprimida começa a recuperação isostática.

TEMPO 4
A recuperação continua até depois da geleira ter se fundido, e a crosta vagarosamente retorna até sua elevação da época da pré-idade do gelo.



relativamente frias; enquanto as correntes ascendentes, como as associadas com as plumas no manto, estarão relativamente quentes. Os modelos computacionais contam-nos que as variações laterais na temperatura, devido à convecção no manto, deveriam ser da ordem de diversas centenas de graus. A partir de experimentos com rochas em laboratório, sabemos que essas diferenças de temperatura devem causar pequenas variações nas velocidades das ondas sísmicas de um lugar para outro. Sabemos, por exemplo, que a temperatura aumenta de 100ºC e a velocidade das ondas S reduz-se em cerca de 1% quando viaja no manto peridotítico (ou ainda mais se a rocha estiver próxima a seu ponto de fusão). Se o manto realmente estiver em convecção, a velocidade das ondas sísmicas deve variar, de um lugar para outro, em diversos pontos percentuais. Os sismólogos podem fazer mapas tridimensionais dessas pequenas variações laterais na velocidade das ondas usando a técnica de tomografia sísmica.

## A tomografia sísmica

A **tomografia sísmica** é uma adaptação de uma técnica médica, comumente usada para mapear os corpos humanos, chamada de tomografia axial computadorizada (TAC[2]). Rastreadores tipo TAC constroem imagens tridimensionais dos órgãos, medindo pequenas diferenças nos raios X que varrem o corpo em muitas direções. Igualmente, os geólogos usam ondas sísmicas dos terremotos, gravadas por milhares de sismógrafos espalhados pelo mundo, para varrer o interior da Terra em muitas direções diferentes e, assim, construir uma imagem tridimensional dele. Uma hipótese razoável, consistente com os experimentos de laboratório, é a de que as regiões onde as ondas sísmicas aumentam de velocidade são constituídas de rochas relativamente frias e densas (por exemplo, placas oceânicas subduzidas), enquanto as regiões onde as ondas sísmicas andam mais devagar indicam um meio relativamente quente e flutuante (por exemplo, plumas de convecção ascendente).

A tomografia sísmica tem revelado feições no manto claramente associadas com a convecção. Na década de 1990, pesquisadores da Universidade de Harvard construíram um modelo tomográfico do manto. O modelo é mostrado na **Figura 14.11** como uma seção transversal e uma série de mapas globais em profundidade, variando desde abaixo da crosta até a fronteira núcleo-manto. Próximo à superfície (Figura 14.11b), vê-se claramente a estrutura das placas tectônicas. A ascensão do material quente ao longo da dorsal mesoceânica é mostrada em cores quentes; a litosfera fria nas bacias oceânicas antigas e sob os crátons continentais é mostrada em cores frias.

Em maiores profundidades, as feições tornam-se mais variáveis e menos coerentes com as das placas tectônicas superficiais, refletindo o que é provavelmente um padrão complexo de convecção do manto. Contudo, algumas feições de grande proporção permanecem. Nota-se que, logo acima da fronteira núcleo-manto (Figura 14.11e), existe uma região vermelha, de velocidade relativamente baixa das ondas S, sob a parte central do Oceano Pacífico, circundada por um vasto anel azul de velocidades mais altas das ondas S. Os sismólogos especularam que as altas velocidades representam um "cemitério" de litosfera oceânica fria subduzida nos arcos vulcânicos do Pacífico – o Anel de Fogo – durante os últimos 100 milhões de anos ou mais.

A secção transversal através do manto (Figura 14.11a) claramente revela o material originado da outrora grande Placa de Farallon, a qual foi subduzida[3], principalmente, na América do Norte (ver Capítulo 10). A porção da placa que mergulha obliquamente (em azul) parece ter penetrado todo o manto. A imagem também indica que rochas mais frias estão subduzindo na Indonésia, que é outra zona de subducção. Além disso, um grande bulbo amarelo de rocha mais quente, tido como uma superpluma, pode ser visto ascendendo em ângulo a partir da fronteira núcleo-manto para uma posição sob o sul da África. Essa massa flutuante quente empurra para cima o material mais frio sobre ela e pode explicar o soerguimento dos planaltos elevados da África do Sul (ver Figura 10.20e). Os outros bulbos de materiais mais quentes e mais frios podem ser evidência de troca de material entre a litosfera, o manto e a camada de material mais quente da fronteira núcleo-manto.

## O campo gravitacional da Terra

As mesmas variações de temperatura que aumentam e diminuem a velocidade das ondas sísmicas também mudam a densidade das rochas do manto. As experiências de laboratório mostram que a expansão da rocha devido a um aumento de 300ºC na temperatura reduzirá sua densidade em cerca de 1%. Isso deve parecer um efeito pequeno, porém o manto é enorme (em torno de 4 sextilhões de toneladas!), de modo que pequenas mudanças na distribuição da massa podem levar a variações observáveis na força de atração da gravidade da Terra.

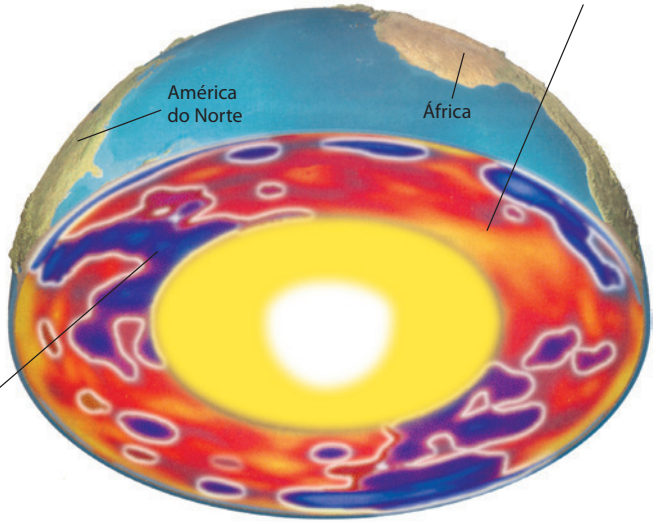
Os geólogos podem determinar o campo gravitacional e as feições da distribuição de massas na Terra observando o aumento e a diminuição na forma do planeta. Por meio de cuidadosa análise, eles conseguiram mostrar que a forma medida pelos satélites que orbitam a Terra concorda com o padrão de convecção do manto imageados pela tomografia sísmica (ver Jornal da Terra 14.2). Essa concordância lhes permitiu refinar seus modelos de sistemas de convecção do manto.

# O campo magnético terrestre e o geodínamo

Como o manto, o núcleo externo da Terra transporta a maior parte do calor por convecção. Mas as mesmas técnicas que têm revelado tanto sobre a convecção no manto – a tomografia sísmica e o estudo do campo gravitacional da Terra – forneceram quase nenhuma informação sobre o núcleo. Por quê?

(a) Secção transversal tomográfica

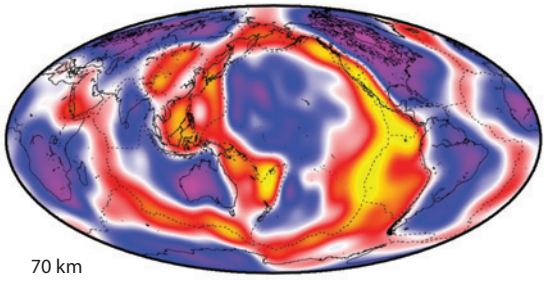
Uma seção tomográfica transversal através da Terra revela regiões quentes, como uma superpluma ascendendo a partir do núcleo da Terra sob a África do Sul,...




... e regiões mais frias, como as remanescentes do afundamento da antiga Placa de Farallon sob a Placa da América do Norte.

(b-e) Mapas globais em quatro profundidades diferentes

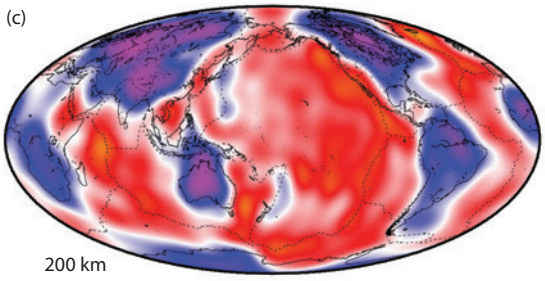
(b)



70 km

Próximo à superfície terrestre, as rochas quentes na astenosfera estão sob centros de expansão oceânica.

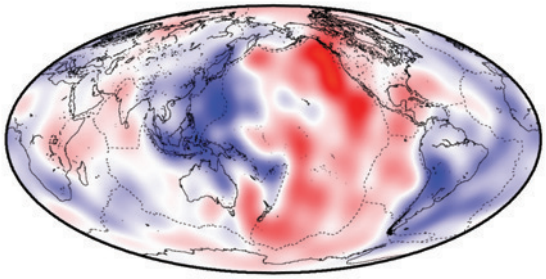
(c)



200 km

Movendo-se mais para o fundo, vemos a litosfera fria e estável do cráton continental e a astenosfera mais quente sob as bacias oceânicas.

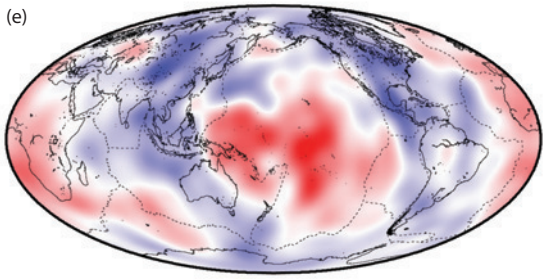
(d)



500 km

Mais profundamente no manto, as feições já não coincidem com as posições continentais.

(e)



2800 km (próximo à fronteira núcleo-manto)

Próximo à fronteira núcleo-manto, as regiões mais frias ao redor do Pacífico podem ser o "cemitério" do mergulho das placas litosféricas.

**FIGURA 14.11** ■ Um modelo tridimensional do manto da Terra criado por tomografia sísmica. As regiões com ondas S de velocidade maior (azul e violeta) indicam rochas mais frias e mais densas; as regiões com velocidades menores das ondas S (amarelo e vermelho) indicam rochas relativamente mais quentes e menos densas. (a) Seção transversal da Terra. (b-e) Mapas globais em quatro profundidades diferentes. [Velocidades de ondas S por G. Ekström e A. Dziewonski, Harvard University; seção transversal (a) de M. Gurnis, *Scientific American* (March 2001): 40; mapas (b-e) por L. Chen e T. Jordan, University of Southern California]

# Jornal da Terra

### 14.2 O geoide: a forma do planeta Terra

A superfície do oceano é arqueada para cima em lugares onde a força gravitacional é mais forte e, para baixo, onde a força gravitacional é mais fraca. A forma da superfície oceânica pode ser medida com precisão por altímetros de radar instalados em satélites. Medindo o movimento das ondas e outras flutuações, os oceanógrafos podem mapear variações de pequena proporção na gravidade, causadas por feições geológicas no assoalho oceânico, como falhas e montanhas submarinas (ver Capítulo 20). Variações de gravidade são também produzidas por feições muito maiores causadas por correntes de convecção do manto.

Um oceano perfeitamente imóvel teria uma superfície que se conforma àquilo que os geólogos chamam de *geoide*. A superfície de um corpo imóvel de água é perfeitamente "plana", no sentido de que a força da gravidade é perpendicular a essa superfície; de outra forma, a água fluiria "morro abaixo" para tornar a superfície mais plana. O geoide é definido como sendo uma superfície imaginária em relação a alguma referência elevada acima da Terra e ajustada para ser, em todo lugar, perpendicular à força gravitacional local. Como a superfície oceânica aproxima o geoide, geralmente tomamos a altura de referência como sendo o nível do mar. Quando medimos a altura de uma montanha em relação ao nível do mar, estamos realmente referindo a altura acima do geoide naquele ponto. Nesse sentido, o geoide é a exata "forma da Terra". Os geólogos podem usar a forma e o tamanho do geoide e a direção da força gravitacional em qualquer ponto da superfície do planeta e inferir como a densidade das rochas varia no interior da Terra.

Os altímetros de radar podem facilmente mapear o geoide sobre os oceanos, mas como podemos obter essa informação em terra? Descobrimos que o geoide pode ser medido na Terra inteira por satélites orbitais rastreadores. As variações tridimensionais da massa exercem uma pequena força no satélite, deslocando-o ligeiramente de sua órbita. Monitorando esses deslocamentos por longos períodos, os cientistas podem criar mapas bidimensionais do geoide tanto sobre continentes como oceanos.

Uma versão suavizada do geoide observado revela as feições em grande escala do campo gravitacional da Terra. Relativamente ao nível do mar que existiria sobre a Terra sem qualquer variação lateral da massa, a altura do geoide varia desde um baixo, de cerca de –110 m em um ponto próximo da costa da Antártida, até uma altura de um pouco mais de 100 m sobre a ilha da Nova Guiné no oeste do Pacífico.

O geoide mostra algumas similaridades para feições de grande proporção nas partes mais profundas do manto, as quais pode-se ver comparando o mapa do geoide com as Figuras 14.11d e 14.11e. A afirmação sugere que as variações tridimensionais na densidade das rochas e a velocidade das ondas S são ambas relacionadas a diferenças na temperatura vindas da convecção mantélica.

Os geofísicos Brad Hager e Mark Richards testaram essa hipótese há mais de duas décadas. Usando dados de laboratório para a calibração, eles primeiro calcularam as diferenças de densidade tridimensional das variações das

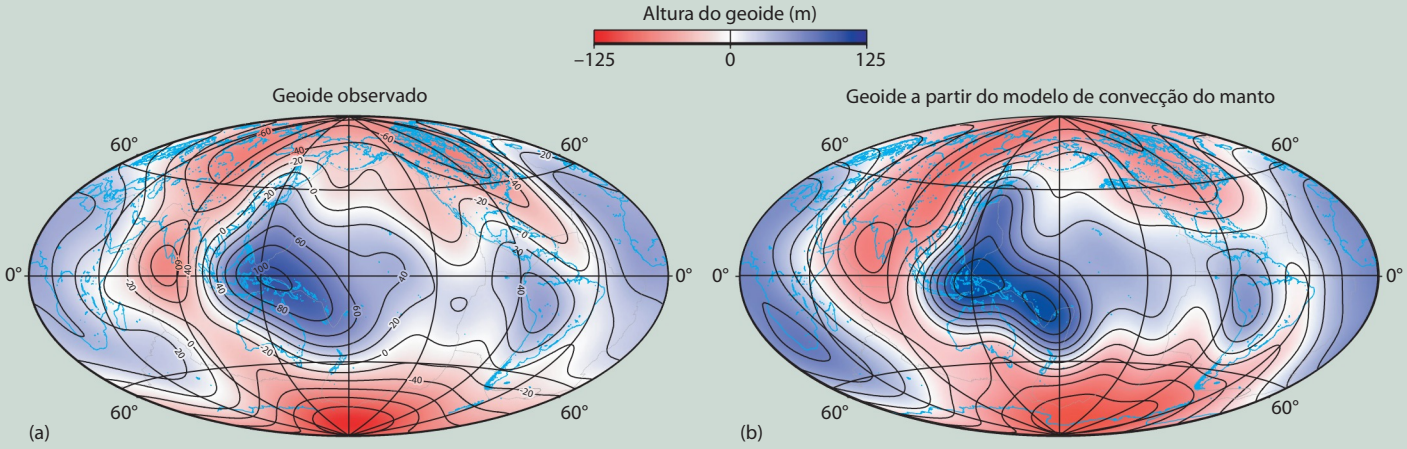
O problema tem a ver com a fluidez do núcleo externo. O manto é um sólido viscoso que flui muito lentamente. Como resultado, a convecção cria regiões onde as temperaturas são significativamente mais altas ou mais baixas que a geoterma média do manto. Podemos ver essas regiões na Figura 14.11 como lugares onde a velocidade das ondas sísmicas são menores ou maiores do que a média naquela profundidade. O núcleo externo, ao contrário, tem uma viscosidade muito baixa – ele pode fluir tão facilmente quanto a água ou o mercúrio líquido. Mesmo pequenas variações na densidade, causadas pela convecção, são ligeiramente retiradas pelo fluxo rápido do fluido do núcleo sob a força da gravidade. Qualquer variação lateral na velocidade das ondas sísmicas, causada por convecção, seria demasiado pequena para os geólogos verem usando tomografia sísmica e não causaria distorções mensuráveis na forma do planeta.

Contudo, os geólogos podem investigar a convecção no núcleo externo por meio da observação do campo geomagnético. No Capítulo 1, descrevemos brevemente o campo magnético e sua geração pelo geodínamo no núcleo externo. No Capítulo 2, investigamos as reversões magnéticas e o uso de anomalias magnéticas em rochas vulcânicas para medir a expansão do assoalho oceânico. Nesta seção, investigaremos a natureza do campo magnético da Terra e sua origem no geodínamo.

## O campo dipolar

O instrumento mais básico utilizado para sensoriar o campo magnético da Terra é a bússola magnética, inventada pelos chineses há mais de 22 séculos. Por centenas de anos, exploradores e capitães de navio usaram bússolas magnéticas para navegar, mas tinham pouco entendimento de como esses aparelhos antigos realmente funcionavam. Em 1600, William Gilbert, médico da Rainha Elizabeth I, forneceu uma explicação científica. Ele ofereceu a proposição de que "a Terra toda é um gigantesco ímã", cujo campo atua no pequeno ímã da agulha da bússola para alinhá-la na direção do polo magnético norte.

velocidades das ondas sísmicas mapeadas por tomografia. Então construíram um modelo computadorizado do fluxo convectivo supondo que as partes mais pesadas do manto estão mergulhando enquanto as mais leves estão ascendendo. Por fim, calcularam a forma do geoide que deveria estar de acordo com esse modelo de convecção. Pode-se ver que o correspondente ao geoide observado é bastante bom, especialmente para as grandes feições. Essa concordância deu aos geólogos a confiança de que a variação da temperatura dentro do sistema de convecção do manto pode explicar o que vemos nas imagens sísmicas e no campo gravitacional.




(a) Um mapa suavizado do geoide, ou "forma da Terra", obtido a partir das observações de satélite. As curvas de nível, expressas em metros, mostram como o nível do mar desvia de uma Terra ideal, sem qualquer variação lateral na densidade da rocha. (b) Um mapa do geoide calculado a partir de um modelo de convecção do manto, que é consistente com a estrutura de temperaturas do manto obtida da tomografia sísmica. Comparando as observações com o modelo teórico, os geólogos melhoraram seu entendimento do sistema de convecção do manto. [(a) NASA; (b) modelo de B. Hager, Massachussets Institute of Technology; mapas cortesia de L. Chen e T. Jordan, University of Southern California]

Os cientistas da época de Gilbert começaram a visualizar o campo magnético como linhas de força, como aquelas reveladas pelo alinhamento das limalhas de ferro em um pedaço de papel disposto sobre um ímã em forma de barra. Gilbert demonstrou que as linhas do campo geomagnético apontam para dentro do solo no polo norte magnético e para fora no polo sul magnético, como se uma poderosa barra magnetizada, inclinada a 11° do eixo de rotação da Terra, estivesse localizada no centro do globo (Figura 1.16). Em outras palavras, as linhas de força revelaram um campo magnético **dipolar** (dois polos).

## A complexidade do campo magnético

Gilbert solucionou um problema importante para uma nação marítima dependente da bússola para a navegação, mas sua explicação estava apenas parcialmente correta. Hoje sabemos que a fonte do campo magnético é um geodínamo movido pela convecção do núcleo, e não um ímã permanente no centro da Terra (que seria destruído rapidamente pelas altas temperaturas no núcleo). O geodínamo é formado por movimentos convectivos rápidos no núcleo externo líquido, rico em ferro e condutor elétrico. O campo magnético produzido pelo geodínamo é bem mais complexo do que um simples campo dipolar e está constantemente mudando ao longo do tempo devido a esses movimentos de fluidos.

Algumas décadas após o famoso pronunciamento de Gilbert, observadores cuidadosos perceberam que o campo magnético muda com o passar do tempo. Não surpreende o fato de que algumas das melhores evidências dessas mudanças vêm das medições de bússolas sistematicamente registradas pela marinha britânica. Os navegadores tinham que corrigir a direção das bússolas para dar conta do deslocamento do polo norte magnético (norte magnético) em relação ao polo norte rotacional (norte verdadeiro), e tais correções mostraram que o polo norte magnético estava se movendo a taxas de 5° a 10° por século (**Figura 14.12**). Mal sabiam os marinheiros britânicos

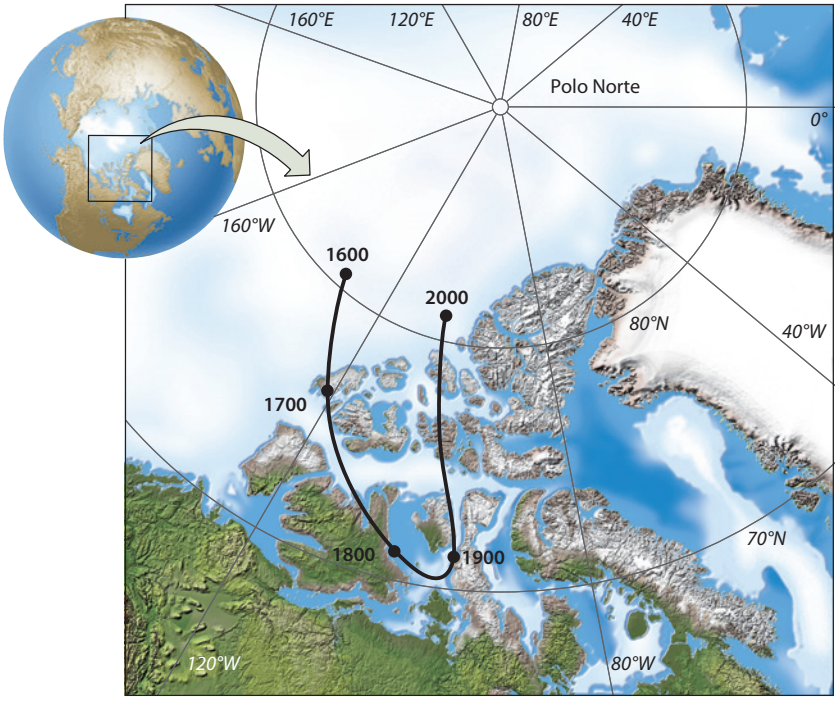



**FIGURA 14.12** ■ Trajeto do polo norte magnético, conforme mapeado por leituras de bússola e outras medições do campo magnético da Terra desde 1600. Mudanças na localização dos polos são causadas por movimentos convectivos no núcleo externo líquido da Terra.

que essas mudanças eram causadas por movimentos convectivos profundos do núcleo da Terra!

**CAMPOS NÃO DIPOLARES** Medidas na superfície terrestre revelaram que somente 90% do campo magnético pode ser descrito como o dipolo simples ilustrado na Figura 1.16. Os restantes 10%, aos quais os geólogos referem-se como *campos não dipolares*[4], têm uma estrutura mais complexa. Essa estrutura pode ser vista por meio da comparação do módulo do campo calculado para um campo dipolar simples (**Figura 14.13a**) com o campo observado (Figura 14.13b). Se extrapolarmos as linhas de campo ou isodinâmicas para a região inferior até a fronteira núcleo-manto usando um modelo computacional, o tamanho do campo não dipolar de fato aumenta relativamente ao tamanho do campo dipolar (Figura 14.13c). O manto, um mau condutor, tende a suavizar as complexidades do campo magnético, fazendo o campo dipolar parecer maior do que realmente é.

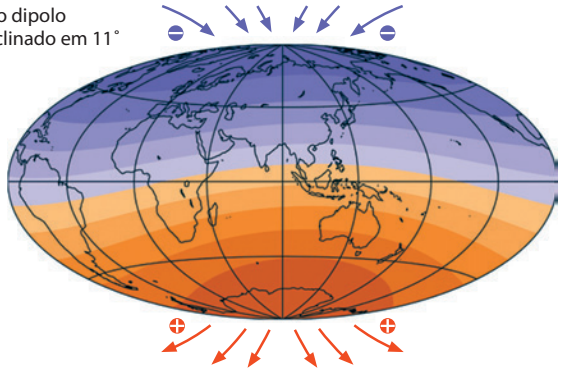
**VARIAÇÃO SECULAR** Registros magnéticos dos últimos 300 anos (muitos da marinha britânica) mostram que tanto a parte dipolar como a não dipolar de um campo são alteradas com o tempo, mas essa *variação secular* (relacionada com o tempo) é mais rápida para a parte não dipolar. A variação secular é mais evidente na comparação do campo magnético de hoje na fronteira núcleo-manto (Figura 14.14d) em mapas reconstruídos dos últimos séculos (ver Figura 14.13e e f). Mudanças na intensidade do campo ocorrem nas escalas de tempo de décadas e indicam que o movimento do fluido dentro do sistema de geodínamo é da ordem de milímetros por segundo.

Os cientistas podem usar a variação secular para entender a convecção no núcleo externo. Com computadores de alta capacidade, eles têm conseguido simular movimentos convectivos complexos e interações eletromagnéticas no núcleo externo que o geodínamo deve estar criando. As linhas de campo magnético ou isodinâmicas de tal situação são mostradas na Figura 14.13c. Longe do núcleo, as linhas isodinâmicas comportam-se aproximadamente como um campo dipolar, mas tornam-se mais complicadas próximas à fronteira manto-núcleo. Dentro do núcleo, elas são emaranhadas pelos fortes movimentos convectivos.

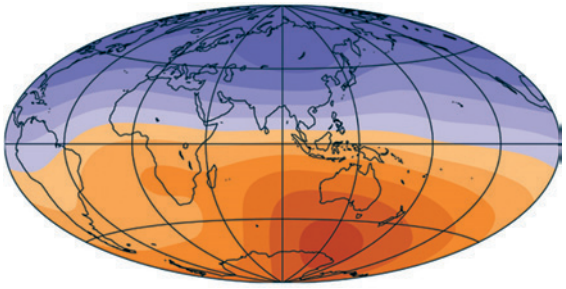
**REVERSÃO MAGNÉTICA** Simulações de computadores também permitem-nos entender um comportamento fora do comum do sistema de geodínamo: a reversão espontânea do campo magnético. Como aprendemos no Capítulo 2, o campo magnético reverte sua direção a intervalos irregulares (variando de dezenas de milhares a milhões de anos), trocando os polos Norte e Sul como se o ímã, desenhado na Figura 1.16, fosse girado em 180º. As recentes simulações computadorizadas do geodínamo conseguiram reproduzir essas reversões esporádicas na ausência de qualquer fato desencadeador externo (**Figura 14.14**). Em outras palavras, é possível que o campo geomagnético reverta-se de modo espontâneo, puramente por meio de interações internas.

Esse comportamento ilustra uma diferença fundamental entre o geodínamo e os dínamos usados em usinas de geração de energia elétrica. Um dínamo impulsionado a vapor é um sistema artificial criado por humanos para fazer um trabalho específico. O geodínamo, ao con-

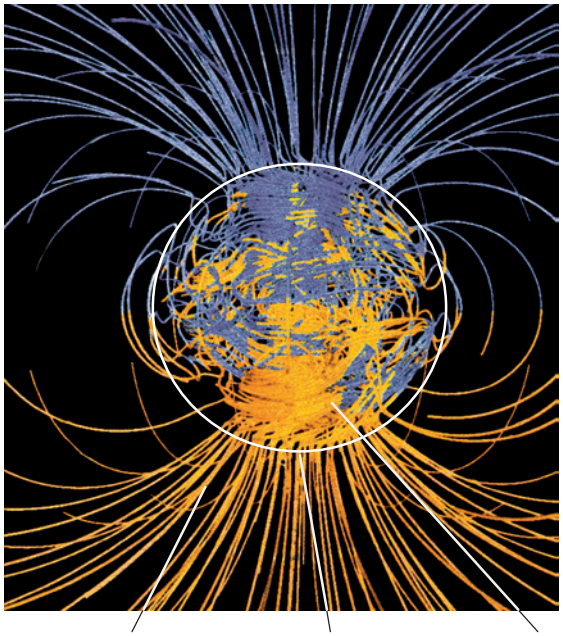
(a) Mapa do dipolo ideal inclinado em 11°



(b) Campo magnético mapeado na superfície em 2000 d.C.



(c) Modelo computadorizado das linhas isodinâmicas

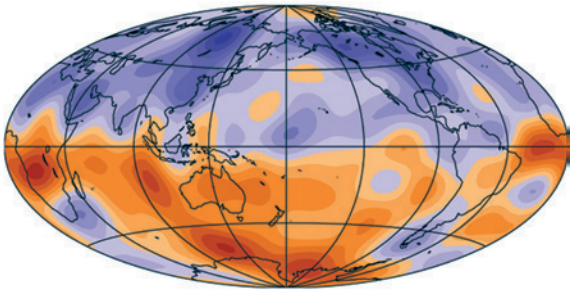


As linhas do campo magnético no manto aproximam-se daquelas de um dipolo.

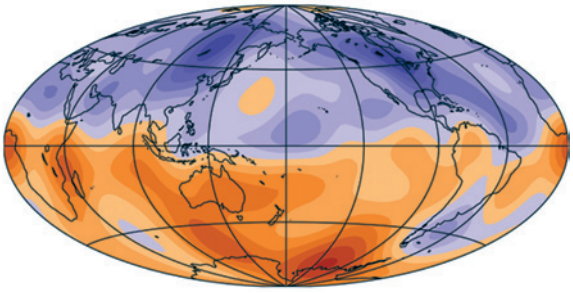
O campo mapeado no limite núcleo-manto revela as complexidades no núcleo.

As linhas do campo no núcleo são emaranhadas devido aos movimentos convectivos que geram o geodínamo.

(d) Campo magnético mapeado no limite núcleo-manto em 2000 d.C.



(e) Campo magnético mapeado no limite núcleo-manto em 1900 d.C.



(f) Campo magnético mapeado no limite núcleo-manto em 1800 d.C.

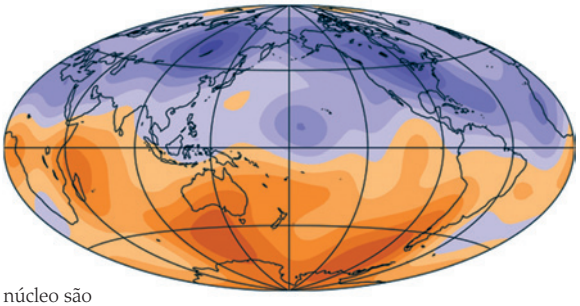
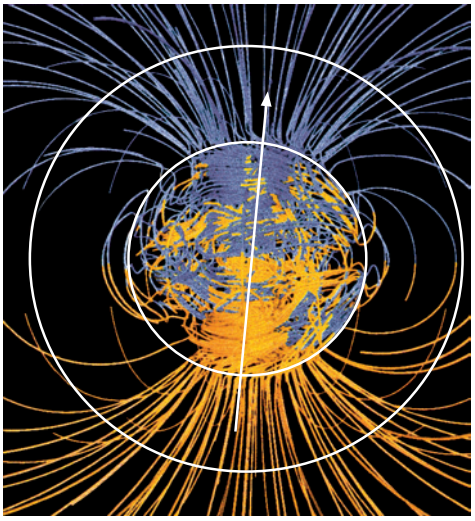
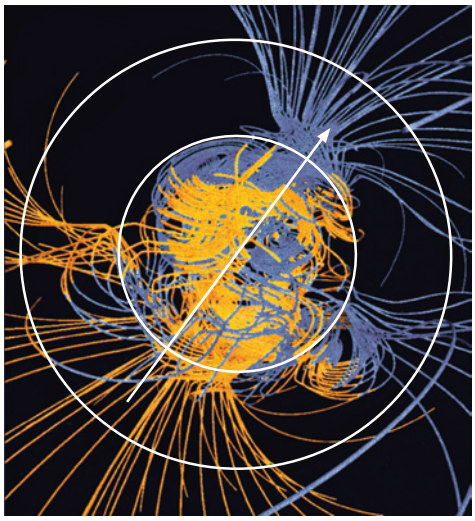


**FIGURA 14.13** ■ O campo magnético da Terra muda ao longo do tempo. A cor azul mostra a intensidade do campo que aponta para dentro, e a cor laranja mostra a intensidade do campo que aponta para fora. Note que (b) é mais complexo do que (a) e observe como as feições mudam com o passar do tempo em (d) até (f). [Mapas cortesia de J. Bloxham, Harvard University; modelo computadorizado de G. Glatzmaier, University of California, Santa Cruz]



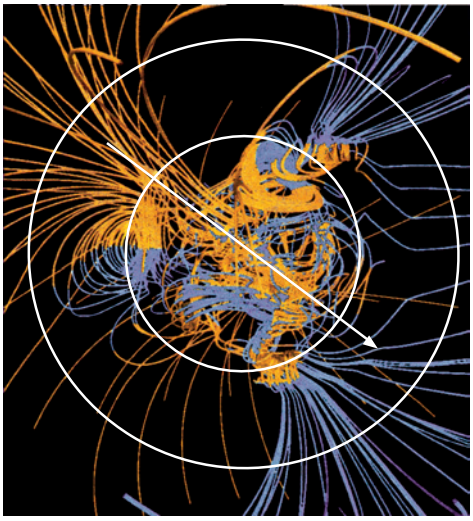
**Tempo 1**

Linhas magnéticas de força com orientação normal antes da reversão. As linhas magnéticas de força no manto aproximam-se daquelas de um campo dipolar.



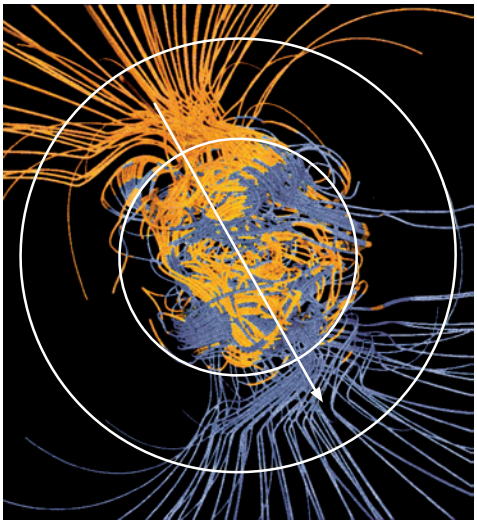
**Tempo 2**

Início da reversão magnética. O geodínamo espontaneamente começa a se reorganizar, aumentando a complexidade das linhas de força no núcleo externo e diminuindo a intensidade da parte dipolar do campo magnético.



**Tempo 3**

A reversão segue com mudanças rápidas na estrutura do campo magnético, que continua a ter uma parte dipolar fraca.



**Tempo 4**

A reversão está quase completa. O campo dipolar se refortalece, com o polo norte agora apontando para o sul.

**FIGURA 14.14** ■ Modelos computadorizados demonstraram que mudanças espontâneas no geodínamo poderiam causar reversões magnéticas. [Modelos computadorizados cortesia de G. Glatzmaier, University of California, Santa Cruz]

trário, exemplifica um *sistema natural auto-organizado* – aquele cujo comportamento não é predeterminado por vínculos externos, mas emerge de interações internas. Os outros dois geossistemas globais, a tectônica de placas e o clima, também mostram uma grande variedade de comportamentos auto-organizados. Tentar entender como esses sistemas naturais organizam a si mesmos é um grande desafio da geociência moderna. Retornaremos a esses objetivos quando discutirmos o sistema do clima no Capítulo 15.

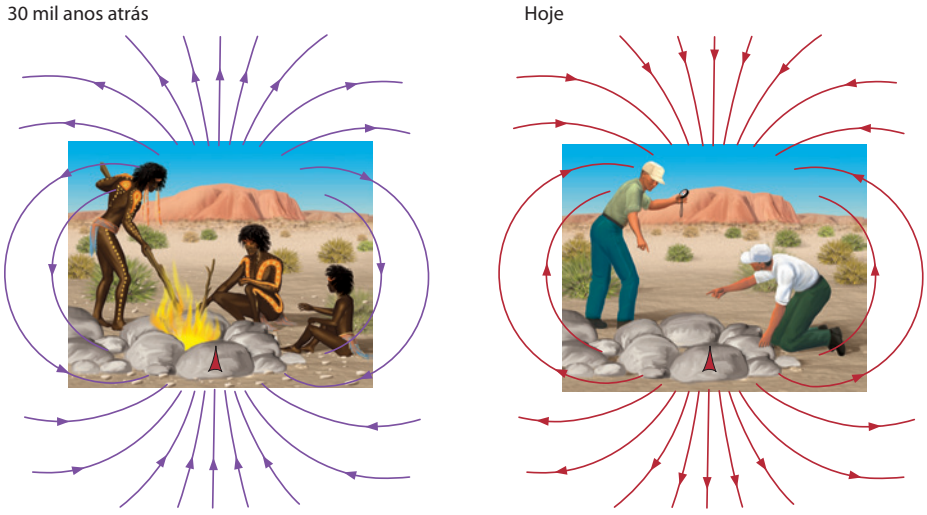



**FIGURA 14.15** ■ A orientação do campo geomagnético há 30 mil anos era invertido em relação ao atual, como evidenciado pelas rochas magnetizadas descobertas na fogueira de um antigo acampamento. As rochas, esfriadas depois de o último fogo ter sido apagado, ficaram magnetizadas com a direção do antigo campo magnético, que deixou um registro permanente de sua orientação.

## Paleomagnetismo

Vimos repetidamente como o registro geológico do magnetismo antigo, ou **paleomagnetismo**, tem se tornado uma fonte decisiva de informações para o entendimento da história da Terra. As anomalias magnéticas mapeadas sobre a crosta oceânica confirmaram a existência de centros de expansão do assoalho oceânico e, também, forneceram melhores dados para explicar como os movimentos das placas têm evoluído desde a separação da Pangeia há 200 milhões de anos (ver Capítulo 2). O paleomagnetismo de rochas continentais antigas foi essencial para estabelecer a existência dos mais antigos supercontinentes, como a Rodínia (ver Capítulo 10).

Os cientistas usaram o paleomagnetismo para reconstruir a história do campo geomagnético. As rochas magnetizadas mais antigas encontradas até hoje, formadas há 3,5 bilhões de anos, indicam que a Terra tinha, naquela época, um campo magnético semelhante ao de hoje. A presença do magnetismo na maioria das rochas antigas é consistente com as ideias da diferenciação da Terra, discutida no Capítulo 1, a qual implica um núcleo fluido que deve ter sido estabelecido muito cedo na história do planeta, há 4,5 bilhões de anos.

Vamos sondar um pouco mais profundamente os processos de formação das rochas que têm permitido aos geólogos esboçarem essas notáveis conclusões. Talvez seja útil consultar o material na Figura 2.12 e o texto que o acompanha à medida que ler esta seção.

**MAGNETIZAÇÃO TERMORREMANENTE** No início da década de 1960, um estudante australiano de pós-graduação encontrou restos de uma fogueira onde eram cozidos os alimentos em uma antiga aldeia aborígine. Ele removeu cuidadosamente diversas pedras que tinham sido aquecidas no fogo, primeiro anotando sua orientação física. Então mediu a direção da magnetização das pedras e observou que estava exatamente invertida em relação ao campo magnético atual da Terra. Ele propôs para seu incrédulo professor que, há recentes 30 mil anos, quando o sítio ainda estava ocupado, o campo magnético estava invertido em relação ao atual – isto é, a agulha da bússola teria apontado para o sul, em vez de para o norte.

Lembre-se de que as altas temperaturas destroem o magnetismo. Uma importante propriedade de muitos materiais magnetizáveis é que, quando resfriados abaixo de aproximadamente 500°C, tornam-se magnetizados na direção do campo magnético circundante. Isso acontece porque os grupos de átomos do material alinham-se na direção do campo magnético quando o material está quente. Depois que o material esfria, esses átomos são aprisionados no lugar. Esse processo é chamado de **magnetização termorremanente**, porque a magnetização causada por aquecimento e resfriamento é "relembrada" pela rocha logo depois que o campo magnetizador desapareceu. Assim, o estudante australiano foi capaz de determinar a direção do campo quando as pedras resfriaram depois da última fogueira (**Figura 14.15**).

A magnetização termorremanente é o mesmo processo que magnetiza os derrames de lava e a crosta oceânica recém-formada, conforme descrito no Capítulo 2. A descoberta da reversão dos campos magnéticos nesses tipos de rocha ígnea foi um ingrediente-chave na formulação da teoria da tectônica de placas.

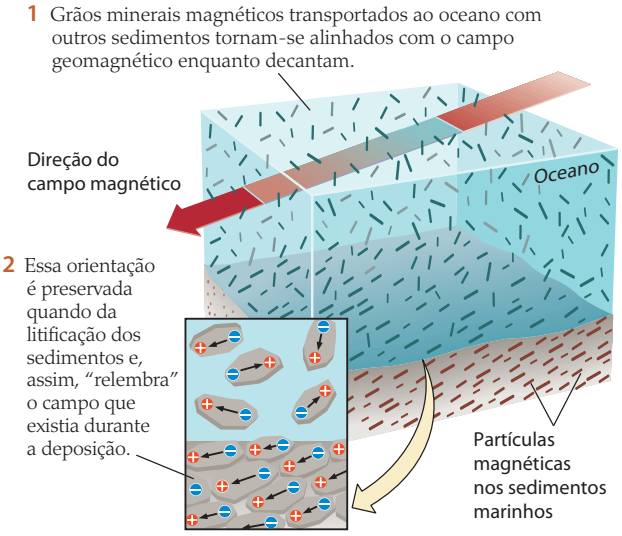



**FIGURA 14.16** ■ Depósitos sedimentares recém-formados podem se tornar magnetizados na direção do campo magnético da época de sua deposição.

**MAGNETIZAÇÃO REMANENTE DEPOSICIONAL** Certas rochas sedimentares podem empregar diferentes tipos de magnetização remanente. Recorde-se de que as rochas sedimentares marinhas formam-se quando as partículas de sedimento que se depositaram no solo oceânico são litificadas. Entre os vários grãos magnéticos, as partículas – lascas de magnetita mineral ($Fe_3O_4$), por exemplo – tornam-se alinhadas na direção do campo geomagnético quando decantam na água, e essa orientação pode ser incorporada dentro da rocha quando as partículas tornam-se litificadas. A **magnetização remanente deposicional** de uma rocha sedimentar resulta do alinhamento de todos esses pequenos ímãs, como se fossem bússolas apontando na direção do campo prevalecente na época da deposição (**Figura 14.16**).

**ESTRATIGRAFIA PALEOMAGNÉTICA** Os geólogos têm usado o paleomagnetismo em combinação com métodos de datação isotópica para analisar a sequência de tempo das reversões magnéticas nos últimos 170 milhões de anos (**Figura 14.17**). Essa informação, por sua vez, pode ser utilizada para datar novas formações rochosas. A estratigrafia paleomagnética é utilizada por arqueólogos e antropólogos, bem como por geólogos. Por exemplo, a estratigrafia paleomagnética dos sedimentos continentais foi usada para datar sedimentos contendo os restos de antecessores da nossa própria espécie.

Como vimos no Capítulo 2, períodos de orientação do campo magnético "normal" (igual à de hoje) e reversa, que são chamados de *cronos magnéticos*, têm durações irregulares, mas, em média, duram cerca de meio milhão de anos. Superposto ao cronos está o transiente, uma inversão transitória de vida curta do campo, conhecida como *subcronos*, que pode durar, em qualquer lugar, de alguns milhares até dezenas de milhões de anos. A reversão encontrada nas rochas remagnetizadas pela fogueira dos aborígenes australianos (ver Figura 14.15) pode ser interpretada como um subcronos reverso dentro do cronos

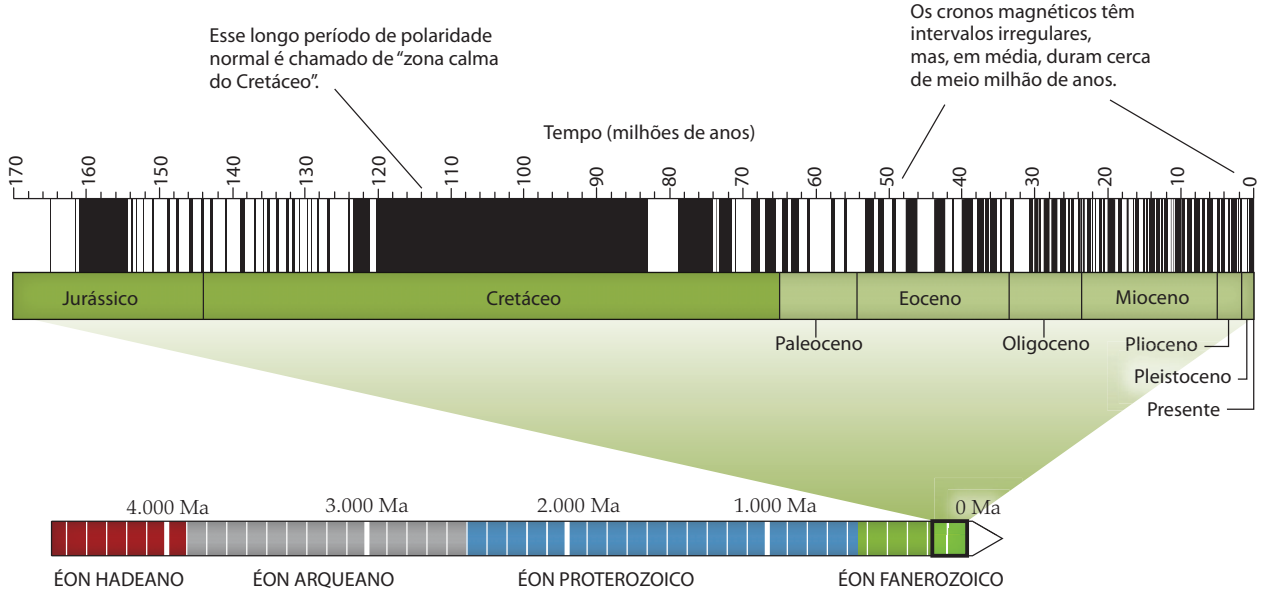



**FIGURA 14.17** ■ A escala do tempo paleomagnético, desde 170 milhões de anos atrás até o presente, mostrando cronos normais (bandas pretas) e inversos (bandas brancas).

magnético normal de hoje. A estratigrafia paleomagnética continua a sofrer ajustes sutis por novas descobertas de subcronos como essa.

## O campo magnético e a biosfera

A partir do registro rochoso, sabemos que o geodínamo começou a operar no início da história da Terra, e que a vida, portanto, evoluiu em um forte campo magnético. As consequências mostraram-se um tanto surpreendentes. Por exemplo, muitos tipos de organismos – pombos, tartarugas-marinhas, baleias e mesmo bactérias – desenvolveram sistemas sensoriais que utilizam o campo magnético para navegação. Seus sensores básicos são pequenos cristais de magnetita que se tornam magnetizados pelo campo geomagnético à medida que são biologicamente precipitados no organismo (ver Figura 11.8b). Esses cristais agem como bússolas minúsculas para orientar o organismo dentro do campo magnético. Os geobiólogos descobriram recentemente que alguns animais podem até usar conjuntos de cristais de magnetita para perceber a intensidade do campo magnético, o que dá a eles informações adicionais para navegação.

O campo magnético não é apenas um referencial conveniente para espécies aéreas e aquáticas. Ele constitui uma parte do sistema Terra que é crucial para manter uma biosfera rica e delicada na superfície do planeta. Embora o maquinário do geodínamo opere nas profundezas do núcleo, suas linhas magnéticas de força atingem regiões distantes do espaço exterior, formando uma barreira que protege a superfície terrestre da radiação prejudicial do vento solar. Sem a proteção de um forte campo magnético, esse fluxo intenso de partículas de alta energia e com carga elétrica seria letal para muitos organismos.

Além disso, se o geodínamo parasse de produzir um campo magnético, o bombardeio do vento solar removeria gradualmente a atmosfera, degradando ainda mais o ambiente terrestre. Isso parece ter acontecido com Marte. O paleomagnetismo na antiga crosta marciana foi detectado por espaçonaves em órbita, então sabemos que o Planeta Vermelho já teve um geodínamo ativo que gerou um forte campo magnético. Em algum momento nos primórdios da história do planeta, seu geodínamo cessou de operar, talvez porque o núcleo marciano resfriou o suficiente para solidificar. A exposição ao vento solar erodiu subsequentemente sua atmosfera até o estado tênue observado hoje.

## RESUMO

***O que as ondas sísmicas revelam sobre as camadas do manto e da crosta da Terra?*** Correlações de velocidades de ondas sísmicas com tipos de rochas possibilitaram o uso de ondas sísmicas para explorar a composição do interior da Terra. Essas explorações revelaram que a crosta continental é feita principalmente de rocha granítica de baixa densidade, e que o assoalho oceânico profundo é composto de basalto e gabro. A crosta e a parte mais externa do manto constituem a litosfera rígida. Sob a litosfera há a astenosfera, a camada dúctil do manto, por meio da qual a litosfera desliza nas placas tectônicas. No topo da astenosfera, a temperatura é alta o suficiente para fundir parcialmente o peridotito, formando uma zona onde a velocidade das ondas S aumenta com a profundidade. Abaixo de 200 a 250 km, a velocidade das ondas S aumenta novamente com a profundidade. Em dois níveis no manto, a 410 e 660 km abaixo da superfície, elas mostram saltos causados pela mudança de fase dos minerais do manto. Abaixo de 660 km está o manto inferior, uma camada com 2.000 km de espessura, na qual a velocidade das ondas sísmicas aumenta gradualmente.

***O que as ondas sísmicas revelam sobre as camadas do núcleo da Terra?*** As ondas sísmicas refletidas no limite núcleo-manto localizam essa transição química a uma profundidade de 2.890 km. A falha das ondas S ao penetrarem sob o limite núcleo-manto indica que o núcleo externo é um fluido. Um salto na velocidade das ondas P marca o limite entre o núcleo externo fluido e o núcleo interno sólido a uma profundidade de 5.150 km. Diversas linhas de evidência mostram que o núcleo é composto principalmente de ferro e níquel, com menor quantidade de elementos mais leves, como oxigênio e enxofre.

***Quais são as temperaturas atingidas no interior da Terra?*** O interior da Terra é quente porque ainda retém parte do calor de sua formação violenta, bem como o calor gerado pelo decaimento dos isótopos radioativos. Ele resfriou-se ao longo do tempo geológico principalmente por convecção no manto e no núcleo e por condução do calor através da litosfera. A geoterma é uma curva que descreve como a temperatura aumenta com a profundidade. Dentro de grande parte da crosta continental normal, ela aumenta a uma taxa de 20 a 30°C por quilômetro. As temperaturas próximas da base da litosfera alcançam 1.300 até 1.400°C, sendo quentes o suficiente para começar a fundir os peridotitos do manto. A temperatura no núcleo fluido é provavelmente maior que 3.000°C. No centro da Terra, ela alcança aproximadamente 5.000°C.

***O que a tomografia sísmica tem revelado sobre as estruturas do manto?*** Os sismólogos podem usar a tomografia sísmica para fazer imagens tridimensionais do interior da Terra. Regiões em que a velocidade das ondas sísmicas aumenta indicam rochas relativamente densas e frias; regiões em que diminui indicam rochas relativamente quentes e menos densas. As imagens tomográficas revelam as estruturas da tectônica de placas próximas à superfície terrestre, da ascensão do material mantélico quente

sob as dorsais mesoceânicas até a litosfera fria que se estende nas profundidades sob os crátons continentais. Elas também revelam muitas características da convecção do manto, como porções de placas litosféricas mergulhando no manto inferior e plumas ascendendo desde as profundezas do manto.

***O que o campo gravitacional da Terra nos conta sobre o seu interior?*** As variações na força gravitacional na superfície terrestre e as correspondentes distorções na forma podem ser medidas pelos satélites. Essas variações manifestam-se principalmente devido às variações de temperatura causadas pela convecção do manto, as quais afetam a densidade das rochas (temperaturas mais altas reduzem as densidades). O campo gravitacional observado está em concordância com o padrão da convecção do manto inferido a partir da tomografia sísmica.

***O que o campo magnético da Terra nos conta sobre o fluido do núcleo externo?*** Os movimentos convectivos no núcleo externo agitam o fluido rico em ferro e condutor elétrico, formando um geodínamo que produz o campo magnético. O campo magnético na superfície produzido pelo geodínamo é principalmente dipolar, mas tem uma pequena parte não dipolar. Os mapas do campo magnético derivados de leituras de bússolas mostram que o padrão de intensidade do campo magnético tem mudado nos últimos séculos, o que nos informa sobre a natureza dos rápidos movimentos convectivos que controlam o geodínamo.

***O que é paleomagnetismo e qual é sua importância?*** Os geólogos descobriram que os minerais em alguns tipos de rochas podem se alinhar na direção do campo geomagnético quando se formam. Essa magnetização remanente pode ser preservada nas rochas por milhões de anos. A estratigrafia paleomagnética conta-nos que o campo geomagnético reverte-se (oscilando de um lado para o outro) ao longo do tempo geológico. A cronologia da inversão tem sido pesquisada, de modo que a direção da magnetização remanenente de uma formação rochosa pode ser usada como um indicador da idade relativa.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

condução (p. 394)
convecção (p. 395)
descontinuidade de Mohorovičić (p. 390)
dipolo (p. 401)
geoterma (p. 395)
isostasia (p. 390)
limite núcleo-manto (p. 393)
magnetização termorremanente (p. 405)
magnetização remanente deposicional (p. 406)
manto inferior (p. 393)
manto superior (p. 392)
mudança de fase (p. 392)
onda compressional (p. 386)
onda de cisalhamento (p. 386)
paleomagnetismo (p. 405)
tomografia sísmica (p. 398)
zona de baixa velocidade (p. 392)
zona de sombra (p. 387)
zona de transição (p. 393)

## EXERCÍCIOS

1. A velocidade média das ondas compressionais na parte inferior da crosta oceânica é de aproximadamente 7 km/s. Que tipo de rocha é mais consistente com essa observação e com o seu conhecimento da crosta oceânica?
2. Que evidência sugere que a astenosfera é parcialmente fundida?
3. Que evidência indica que o núcleo externo da Terra é fundido e composto principalmente de ferro e níquel?
4. Qual é a profundidade do núcleo e como foi descoberta?
5. Qual é a diferença entre condução e convecção? Que processo é mais eficiente no transporte de calor pelo manto?
6. A temperatura no limite de Moho sob um cráton continental seria mais quente ou mais fria do que no mesmo limite sob uma bacia oceânica?
7. Como as características da convecção do manto, como o aumento e o decréscimo das correntes de convecção, podem ser vistas pela tomografia sísmica?
8. Como pode uma montanha flutuar no manto quando ambas são compostas de rochas?
9. Como as rochas ígneas se tornam magnetizadas ao se formarem? Como a magnetização de rochas sedimentares difere desse processo?
10. Qual evidência suporta a hipótese de que o campo geomagnético é gerado por um geodínamo no núcleo externo?
11. O campo magnético muda de maneira observável durante o tempo da existência da humanidade? O que a resposta sugere sobre os movimentos convectivos do núcleo externo?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. A Lua não mostra evidências de processos de placas tectônicas nem de atividade vulcânica há bilhões de anos. O que essa observação informa sobre o estado e a temperatura do interior desse corpo planetário?
2. Como a existência do campo geomagnético, os meteoritos de ferro e a abundância de ferro no cosmos sustentam a ideia de que o núcleo da Terra é composto, predominantemente, de ferro e de que o núcleo externo é líquido?
3. Como você usaria as ondas sísmicas para encontrar uma câmara de magma fundido na crosta?
4. Como a tomografia sísmica ajudaria a responder a pergunta: "Qual é a profundidade que a porção subduzida da placa tectônica atinge antes de ser assimilada?".
5. Onde você deve procurar, no manto, para encontrar as regiões onde as velocidades das ondas S são anomalamente baixas?

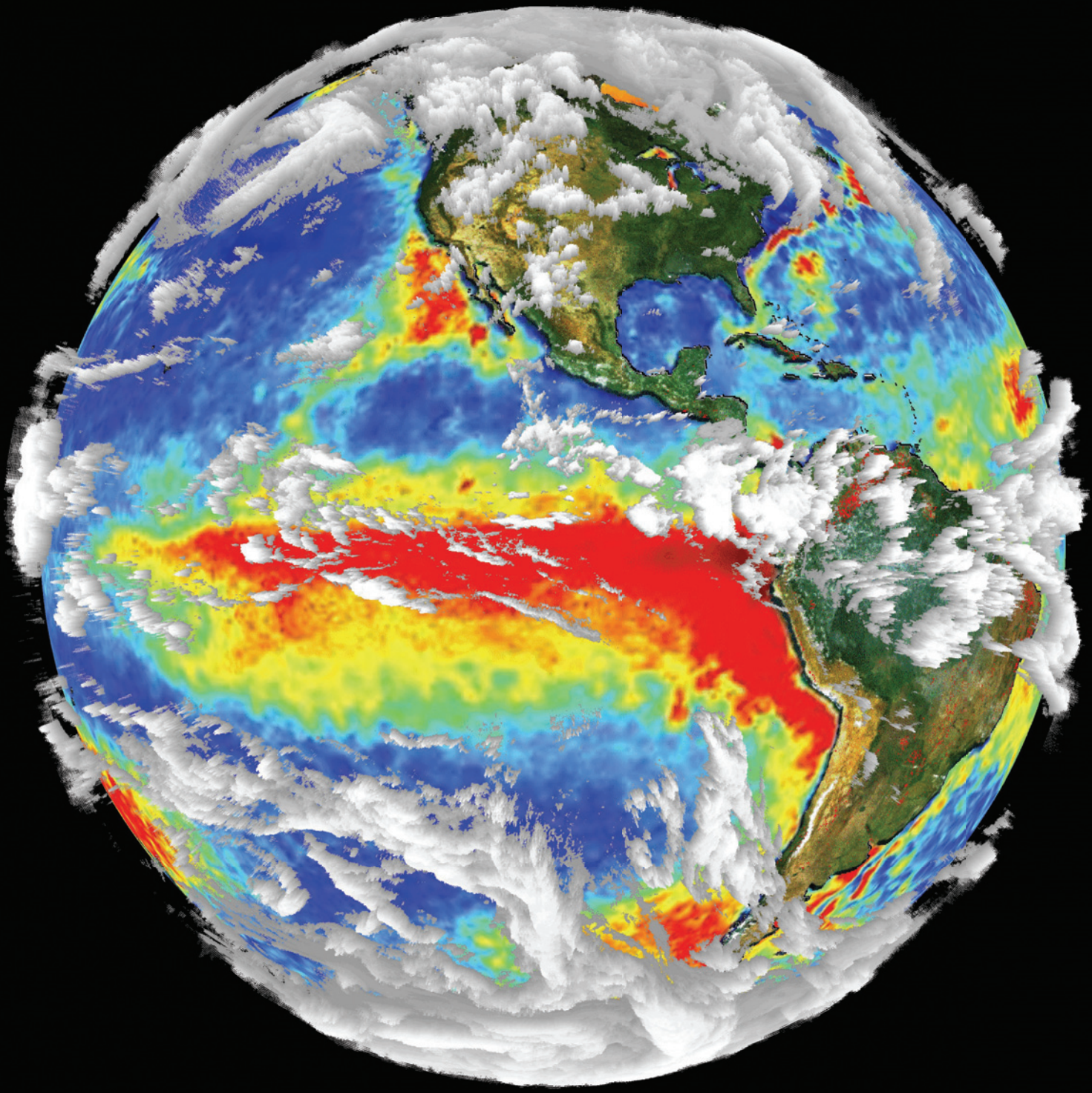
## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Comumente, utilizam-se canhões de pressão que produzem ondas mecânicas dentro da água semelhantes àquelas produzidas por alto-falantes no ar.

[2] Em inglês, CAT, iniciais da expressão *computerized axial tomography*.

[3] O termo "subducção" deriva do latim *subductus*, particípio, passado de *subducère*: conduzir para baixo. Por isso, neste livro será utilizado o verbo "subduzir" e suas flexões para designar esse sentido.

[4] Também conhecidos como "anomalias magnéticas".



# 15

# O Sistema do Clima

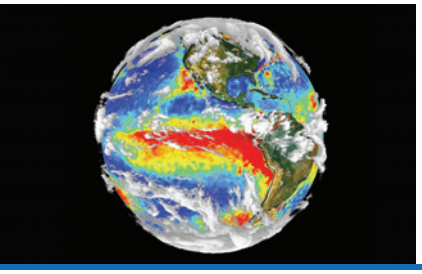
Componentes do sistema do clima ■ 412
O efeito estufa ■ 416
A variabilidade climática ■ 420
O ciclo do carbono ■ 426
O aquecimento do século XX: a impressão digital da mudança global antropogênica ■ 433

Nos últimos capítulos, descemos ao interior profundo da Terra para explorar o motor térmico interno que move o sistema da tectônica de placas e o geodínamo. Neste capítulo, retornamos à superfície terrestre para examinar um geossistema global que não é movido pelo motor térmico interno da Terra, mas pelo calor externo do Sol: o sistema do clima.

Nenhum aspecto da ciência terrestre é mais importante para nosso bem-estar contínuo do que o estudo do sistema do clima. Ao longo do tempo geológico, radiações evolutivas e extinções de organismos estiveram intimamente relacionadas a mudanças no clima. Mesmo a breve história de nossa própria espécie está profundamente marcada pela mudança climática: sociedades agrícolas começaram a desenvolver-se há apenas 11.500 anos, quando o clima árido da última idade do gelo foi rapidamente transformado no clima ameno e estável do Holoceno. Agora, uma sociedade humana globalizada com base em uma economia movida a petróleo está injetando gases do efeito estufa na atmosfera a uma taxa cada vez maior, com consequências potencialmente terríveis: aquecimento global, aumento do nível do mar e mudanças desfavoráveis nos padrões climatológicos. O sistema do clima é uma enorme e incrível máquina complexa, a qual, gostemos ou não, controlamos com nossas mãos. Estamos no banco do motorista, com o pé no acelerador, então é bom que entendamos o funcionamento do maquinário!

**Neste capítulo, examinaremos os componentes principais desse sistema e como seus componentes interagem para produzir o clima em que vivemos hoje. Investigaremos o registro geológico das mudanças climáticas e discutiremos o importante papel do ciclo do carbono na regulação do clima. Ao final, analisaremos as evidências do aquecimento global recente e sua relação com as mudanças na composição da atmosfera, causadas por atividades humanas.**

Uma fotografia do sistema do clima obtida por sensores em diversas espaçonaves, mostra a cobertura de nuvens (em branco), variações na temperatura da superfície marinha (da mais quente, em vermelho, à mais fria, em azul escuro) e propriedades superficiais terrestres, inclusive densidade de vegetação (da menor densidade, em marrom, para a maior, em verde). [R. B. Husar/NASA Visible Earth]



Uma compreensão do sistema do clima nos dará suporte para o estudo da ampla variação dos processos geológicos que modelam a face de nosso planeta – intemperismo, erosão, transporte de sedimentos e a interação entre esse sistema e a tectônica de placas – que serão os tópicos dos próximos sete capítulos. O material apresentado aqui também nos preparará para o assunto final deste livro: uma perspectiva geológica sobre as necessidades de recursos naturais e os impactos ambientais da sociedade humana.

## Componentes do sistema do clima

Em qualquer ponto da superfície terrestre, a quantidade de energia recebida do Sol muda em ciclos diários, anuais e de duração mais longa, associados ao movimento da Terra no sistema solar. Essa variação cíclica na entrada de energia solar, conhecida como **forçante solar**, causa mudanças no ambiente de superfície: as temperaturas sobem durante o dia e caem à noite, além de subirem no verão e caírem no inverno. O termo *clima* refere-se às condições médias em um ponto na superfície terrestre e à sua variação durante esses ciclos de forçante solar.

O clima é descrito por estatísticas diárias e sazonais sobre a temperatura atmosférica próxima à superfície terrestre (a *temperatura superficial*), bem como a umidade superficial, a cobertura de nuvens, o índice de precipitação e outras condições meteorológicas. O Quadro 15.1 fornece um exemplo de estatísticas de temperatura sazonal para a cidade de Nova York, que inclui medidas de variação de temperatura (recorde de altas e baixas), assim como valores médios. Além dessas estatísticas meteorológicas comuns, uma completa descrição científica do clima inclui os componentes não atmosféricos do ambiente superficial, como umidade do solo e fluxo de correntes em terra, bem como a temperatura da superfície marinha e a velocidade das correntes nos oceanos.

O *sistema do clima* inclui todos os componentes do sistema Terra e todas as interações entre esses componentes, que determinam como o clima varia no espaço e no tempo (**Figura 15.1**). Os componentes principais do sistema climático são a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a litosfera e a biosfera. Cada um deles tem um papel diferenciado no sistema, dependendo da sua capacidade de armazenar e transportar massa e energia.

## A atmosfera

A atmosfera terrestre é a parte mais móvel e rapidamente mutável do sistema do clima. Assim como o interior da Terra, a atmosfera é disposta em camadas (**Figura 15.2**). Cerca de três quartos de sua massa estão concentrados na camada mais próxima à superfície terrestre, a **troposfera**, que tem espessura média de 11 km. Acima da troposfera está a **estratosfera**, uma camada mais seca que atinge uma altitude de aproximadamente 50 km. A atmosfera exterior, acima da estratosfera, não tem corte abrupto; ela torna-se lentamente mais fina e desaparece no espaço exterior.

A troposfera conduz calor de forma vigorosa devido ao aquecimento irregular da superfície terrestre pelo Sol (*tropos* é a palavra grega para "girar" ou "misturar"). Quando aquecido, o ar expande-se, torna-se menos denso do que o ar fresco e tende a subir; o ar frio, ao contrário, tende a afundar. Os padrões resultantes de convecção na troposfera (que examinaremos em maior detalhe no Capítulo 19), combinados com a rotação da Terra, configuram uma série de cinturões de ventos predominantes. Em regiões temperadas, os ventos predominantes têm um fluxo geralmente para o leste, de forma que transportam uma parcela típica de ar para o leste ao redor do globo em cerca de um mês (o que explica por que leva alguns dias para que tempestades atravessem os Estados Unidos continental). A circulação de ar global do tipo espiralada nesses cinturões de vento também transporta energia térmica das regiões equatoriais mais quentes para as regiões polares mais frias.

**QUADRO 15.1** Temperaturas sazonais (°C) no Central Park, em Nova York (EUA)

| Tipo de dado[a] | 1º de janeiro | 1º de abril | 1º de julho | 1º de outubro |
|---|---|---|---|---|
| Mais alta | 16,6 | 28,3 | 37,7 | 31,1 |
| Média alta | 3,8 | 13,3 | 27,7 | 20,5 |
| Média baixa | 2,2 | 3,8 | 19,4 | 12,7 |
| Mais baixa | −20,0 | −11,1 | 11,1 | 2,2 |

[a] Temperaturas médias são aquelas registradas nos respectivos meses do período 1970-2004; os picos de temperatura são aqueles registrados para 1869-2004.

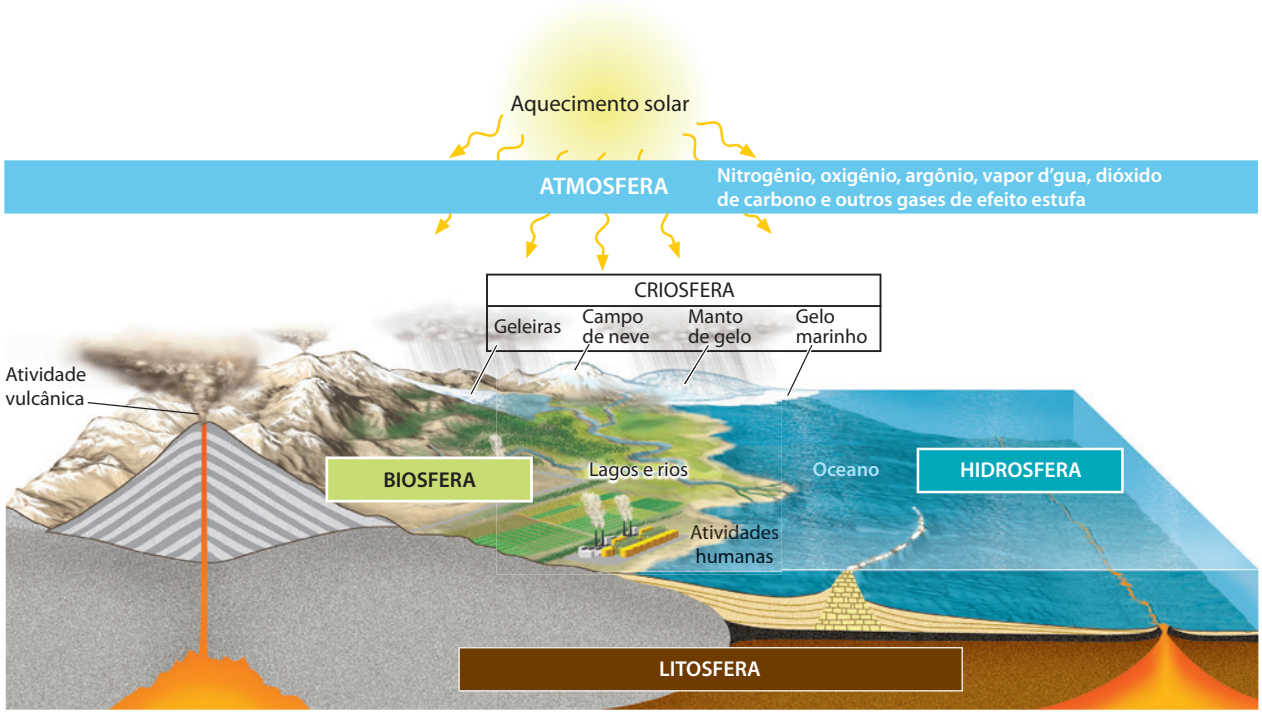



**FIGURA 15.1** ■ O sistema do clima terrestre envolve interações complexas entre muitos componentes.

A atmosfera é uma mistura de gases, predominantemente de nitrogênio (78% por volume de ar seco) e oxigênio (21% por volume de ar seco). O 1% restante consiste em argônio (0,93%), dióxido de carbono (0,035%) e outros gases menores (0,035%), incluindo metano e ozônio. O vapor d'água está concentrado na troposfera em quantidades altamente variadas (até 3%, mas normalmente cerca de 1%). O vapor d'água e o dióxido de carbono são os principais gases de efeito estufa na atmosfera.

O ozônio ($O_3^+$) é um gás de efeito estufa muito reativo produzido principalmente pela ionização do oxigênio molecular por meio da radiação ultravioleta do Sol. Na parte baixa da atmosfera, o ozônio existe somente em diminutas quantidades, embora seja um gás de efeito estufa potente o suficiente para exercer um papel importante na regulação da temperatura da superfície terrestre. A maior parte do ozônio é encontrada na estratosfera, onde sua concentração atinge um valor máximo na altitude de 25 a 30 km (ver Figura 15.2). Essa camada estratosférica de ozônio filtra a radiação ultravioleta, protegendo a biosfera na superfície terrestre de seus efeitos potencialmente perigosos.

## A hidrosfera

A *hidrosfera* engloba toda a água da superfície terrestre, incluindo oceanos, lagos, rios e água subterrânea. Quase toda a água líquida está no oceano global (1.350 milhões de quilômetros cúbicos); lagos, rios e água subterrânea constituem apenas 1% (15 milhões de quilômetros cúbicos) da hidrosfera. Por menores que sejam, esses componentes continentais da hidrosfera exercem um papel vital no sistema climático. São reservatórios de umidade continental e fornecem o sistema de transporte para a precipitação que retorna aos oceanos, além de fornecer, a estes, minerais dissolvidos.

Embora a água mova-se mais lentamente nos oceanos do que o ar na atmosfera, ela pode armazenar uma quantidade muito maior de energia térmica. Por essa razão, as

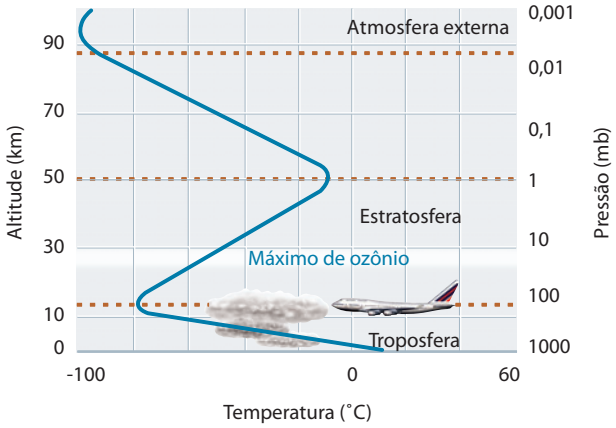



**FIGURA 15.2** ■ Camadas da atmosfera, mostrando variações de temperatura (indicadas pela linha azul) e de pressão (que diminui rapidamente com a altitude).

correntes oceânicas transportam energia térmica muito mais efetivamente. Os ventos soprando nos oceanos geram correntes superficiais e padrões de circulação de grandes proporções dentro das bacias oceânicas (**Figura 15.3a**).

Padrões de circulação oceânica envolvem convecção vertical bem como movimento horizontal. Um exemplo é a Corrente do Golfo, que flui ao longo da margem oeste do Atlântico Norte, levando as águas do Mar do Caribe, que aquecem o clima do Atlântico Norte e da Europa. No Atlântico Norte, essa água resfria e torna-se mais salina (porque menos água doce entra nos oceanos dos rios em altas latitudes do que evapora da superfície oceânica). A água fria é mais densa do que a água quente, e a água salgada é mais densa do que a água doce; portanto, essa água mais fria e mais salgada afunda. Dessa forma, cria-se uma corrente fria subsuperficial que flui para o sul como parte de um padrão global de **circulação termo-halina** – assim chamada porque é impulsionada por diferenças de temperatura e salinidade. Em escala global, a circulação termo-halina age como uma enorme correia transportadora que percorre os oceanos e move calor das regiões equatoriais para os polos (Figura 15.3b). Mudanças nesse padrão de circulação podem ter uma enorme influência no clima global.

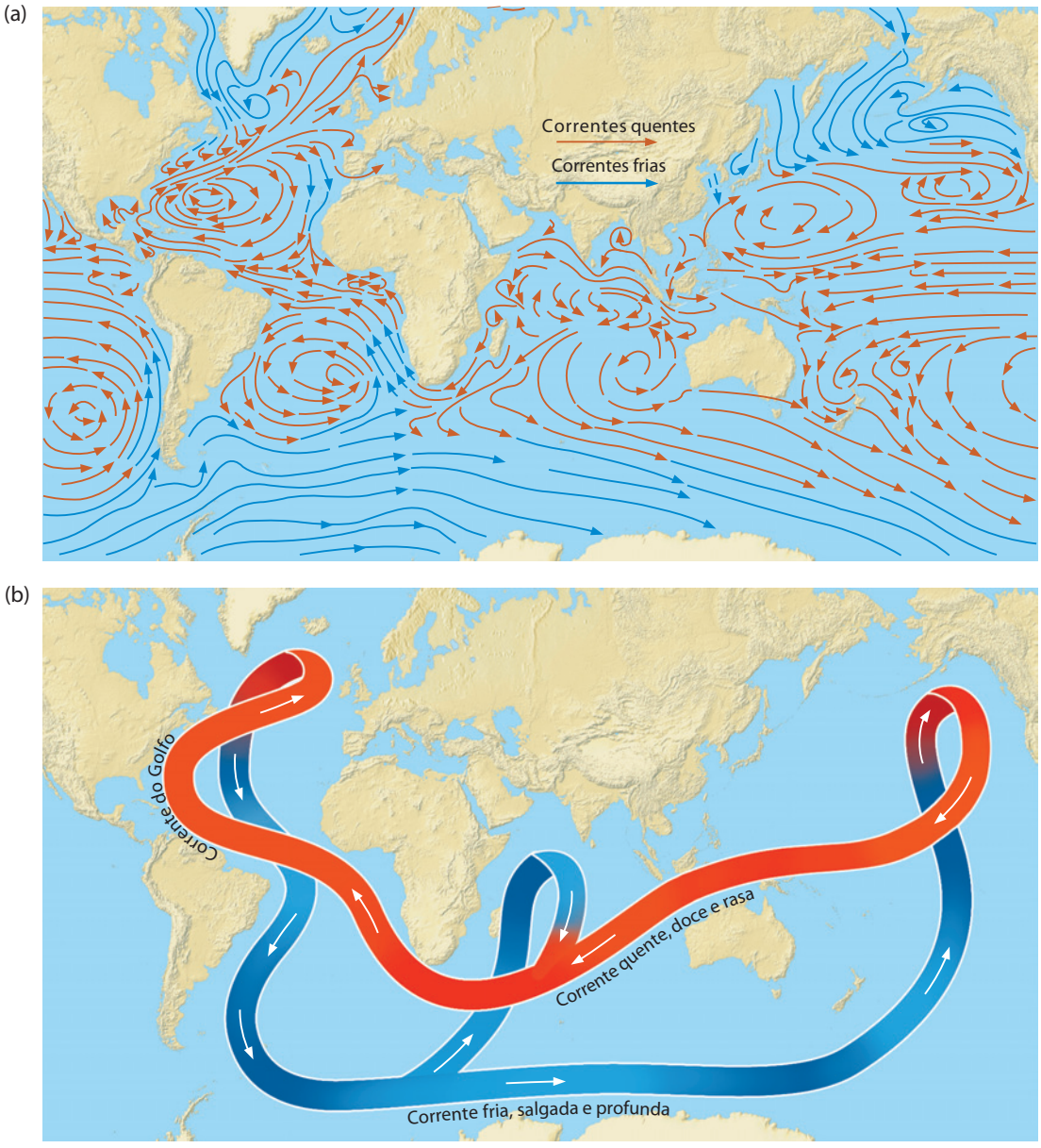



**FIGURA 15.3** ■ Dois principais sistemas de circulação nos oceanos. (a) As correntes na superfície dos oceanos são geradas por ventos. [U.S. Naval Oceanographic Office] (b) Uma representação esquematizada da circulação termo-halina, que age como uma correia transportadora para carregar calor das regiões equatoriais quentes às regiões polares frias.

## A criosfera

O componente gelo do sistema do clima é chamado de *criosfera*. Seu volume é de 33 milhões de quilômetros cúbicos, principalmente nas calotas glaciais das regiões polares. Hoje, as geleiras continentais cobrem aproximadamente 10% da superfície terrestre (15 milhões de quilômetros quadrados), armazenando 75% da água doce do mundo. O gelo flutuante inclui o *gelo marinho* no oceano aberto, bem como água de rios e lagos congelados. O papel da criosfera no sistema climático difere daquele da hidrosfera líquida, pois o gelo é relativamente imóvel, refletindo quase toda a energia do sol que incide nele.

A troca sazonal de água entre a criosfera e a hidrosfera é um processo importante do sistema do clima. Durante o inverno, o gelo marinho cobre tipicamente 14 a 16 milhões de quilômetros quadrados do Oceano Ártico (**Figura 15.4**) e 17 a 20 milhões de quilômetros quadrados dos oceanos periantárticos, encolhendo para aproximadamente um terço dessa área no verão. Cerca de um terço da superfície terrestre é coberto por neves sazonais, quase inteiramente (com exceção de 2%) no Hemisfério Norte. A neve derretida é a fonte de grande parte da água doce na hidrosfera. Na Sierra Nevada e nas Montanhas Rochosas nos Estados Unidos, por exemplo, 60 a 70% de precipitação anual é na forma de neve, que é posteriormente liberada como água durante seu derretimento e o escoamento dos rios na primavera. Volumes muito maiores de água são trocados entre a criosfera e a hidrosfera durante os ciclos glaciais. No ápice do último máximo glacial, há 20 mil anos, o nível do mar estava mais ou menos 130 m mais baixo que o nível atual, e o volume da criosfera era três vezes maior.

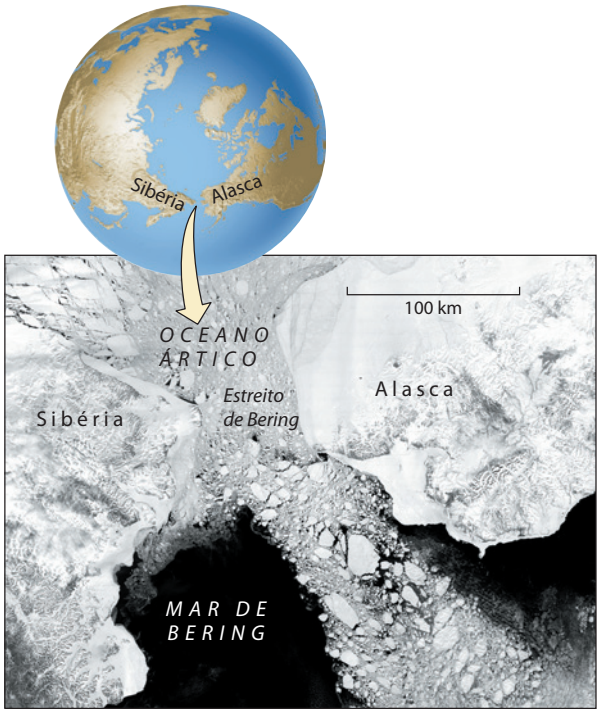



**FIGURA 15.4** ■ O volume de gelo marinho varia sazonalmente. Esta imagem de satélite mostra o gelo marinho do Ártico fluindo através do Estreito de Bering em maio de 2002. [Satélite NASA MODIS]

## A litosfera

A parte da litosfera mais importante para o sistema do clima é a superfície continental, a qual representa 30% da área total do planeta. A composição da superfície continental afeta o modo como a energia solar é absorvida e refletida para a atmosfera. À medida que a temperatura aumenta, mais energia térmica é irradiada de volta para a atmosfera e mais água evapora da sua superfície, entrando na atmosfera. Uma vez que a evaporação requer considerável quantidade de energia, ela faz com que a superfície terrestre seja resfriada. Por consequência, a umidade do solo e outros fatores que influenciam a evaporação – como a vegetação e o fluxo de água subterrânea – são muito importantes no controle da temperatura da superfície.

O relevo tem um efeito direto no clima, por meio de sua influência na circulação atmosférica. As massas de ar que fluem sobre as grandes cadeias de montanhas despejam a chuva na vertente onde sopra o vento, criando uma zona de sombra pluvial no lado oposto, protegido do vento (ver Figura 17.3). Em escalas de tempo muito mais longas, os geólogos documentaram muitas mudanças no sistema do clima que resultam de processos da tectônica de placas. A total assimetria dos continentes, uma consequência direta da tectônica de placas, induz assimetrias hemisféricas no sistema climático global. As mudanças na distribuição do fundo oceânico provocadas pela expansão do assoalho induzem variações no nível do mar, e a deriva dos continentes sobre os polos leva ao crescimento de geleiras continentais. Os movimentos dos continentes também podem bloquear as correntes marinhas ou abrir passagens através das quais as correntes podem fluir, inibindo ou facilitando a transferência global de calor. Por exemplo, se a atividade tectônica futura vier a fechar o estreito canal entre as Bahamas e a Flórida, através do qual flui a Corrente do Golfo, as temperaturas no oeste da Europa podem cair drasticamente.

O vulcanismo na litosfera afeta o clima por mudar a composição e as propriedades da atmosfera. Como vimos no Capítulo 12, as erupções vulcânicas principais podem lançar aerossóis na estratosfera, bloqueando a radiação solar e diminuindo temporariamente a temperatura atmosférica em escala global. Estudos precisos mostraram que as mais recentes erupções vulcânicas de grandes proporções, incluindo Krakatoa (1883), El Chichón (1982) e Monte Pinatubo (1991), produziram uma queda média de 0,3°C na temperatura global cerca de 14 meses depois dos eventos (evidentemente as variações locais de temperatura podem ser muito maiores). As temperaturas retornam ao normal aproximadamente depois de quatro anos.

## A biosfera

A *biosfera* compreende todos os organismos que vivem na superfície terrestre ou abaixo dela, na atmosfera e nas águas. A vida é abundante na Terra, mas a quantidade de vida em qualquer local depende de condições climáticas locais, como podemos ver pela imagem de satélite da biomassa de plantas e algas na **Figura 15.5**.

A quantidade de energia contida e transportada pelos organismos vivos é relativamente pequena: menos de 0,1% da energia solar é utilizada por plantas na fotossíntese e, dessa forma, entra na biosfera. Porém, ela é fortemente vinculada aos outros componentes do sistema do clima pelos processos metabólicos descritos no Capítulo 11. Por exemplo, a vegetação terrestre pode afetar a temperatura atmosférica, porque as plantas absorvem a radiação solar para a fotossíntese e a liberam como calor durante a respiração, além da umidade atmosférica, porque absorve água subterrânea e a libera na forma de vapor d'água. Os organismos também regulam a composição da atmosfera absorvendo ou liberando gases de efeito estufa, como dióxido de carbono ($CO_2$) e metano ($CH_4$). Por meio da fotossíntese, as plantas e as algas transferem $CO_2$ da atmosfera para a biosfera. Parte do carbono desse $CO_2$ move-se da biosfera para a litosfera, onde é precipitada como conchas feitas de carbonato de cálcio ou soterradas como matéria orgânica nos sedimentos. A biosfera, assim, exerce um papel central no ciclo do carbono.

É claro que os humanos são parte da biosfera, embora dificilmente sejam uma parte comum. Nossa influência sobre a biosfera está crescendo rapidamente, e nos tornamos os agentes mais ativos da mudança ambiental. Como sociedade organizada, nos comportamos de maneira fundamentalmente diferente das outras espécies. Por exemplo, podemos estudar a mudança climática de modo científico e modificar nossas ações de acordo com o que aprendemos.[1]

Uma das mudanças antropogênicas no sistema do clima de maior importância é um aumento recente nas concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa. A seguir, analisaremos os fatores que regulam a temperatura da superfície terrestre e o papel que os gases de efeito estufa desempenham nesse processo.

## O efeito estufa

O Sol é uma estrela amarela que emite cerca de metade de sua radiação na parte visível do espectro eletromagnético. A outra metade é repartida entre ondas infravermelhas, as quais têm comprimento de onda maior e energia mais baixa do que a luz visível (e que são percebidas como calor), e ondas ultravioleta, que têm comprimento de onda menor e energia mais alta. A quantidade média de radiação solar que a superfície terrestre recebe no intervalo de um ano é de 342 $W/m^2$ (1 *watt* = 1 joule/segundo; o *joule* é uma unidade de energia ou calor). Em comparação, a quantidade média de calor emitido pelo interior da Terra a partir da convecção do manto é diminuta, somente 0,06 $W/m^2$. Fundamentalmente, toda a energia que controla o sistema climático vem do Sol (**Figura 15.6**).

Sabemos que a temperatura média da superfície global, ao longo de ciclos diários e sazonais, permanece constante. Portanto, a superfície terrestre deve irradiar energia de volta para o espaço precisamente a uma taxa de 342 $W/m^2$. Qualquer diferença para menos poderia causar um aquecimento da superfície; para mais, causaria um esfriamento. Em outras palavras, a Terra mantém um

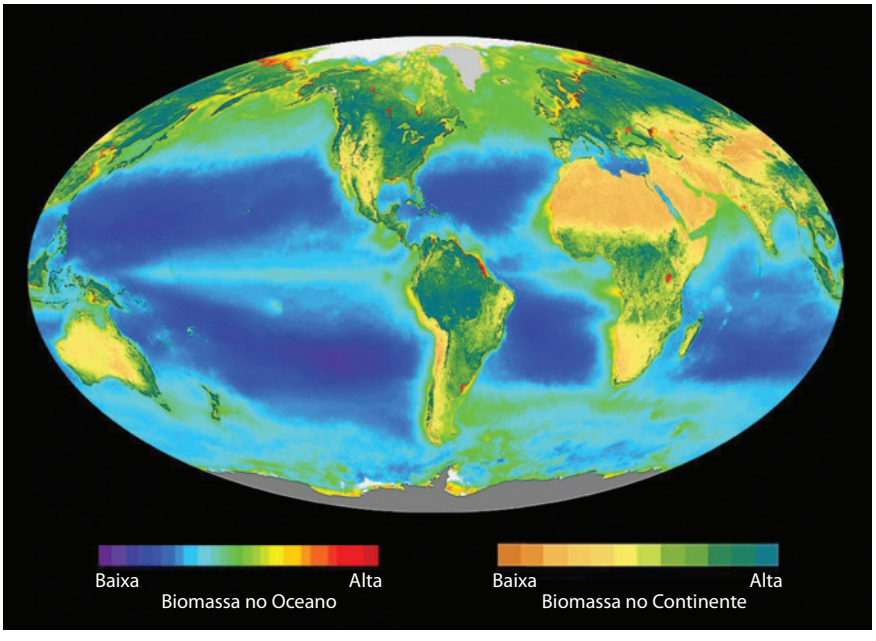



**FIGURA 15.5** ■ A biosfera, representada pela distribuição global de biomassa de algas e plantas nos oceanos e no continente, conforme mapeada pelo satélite SeaWiFS da NASA. [NASA/Goddard Space Flight Center]

*equilíbrio da radiação*: um balanço entre a energia radiante recebida e emitida. Como esse equilíbrio é atingido?

## Um planeta sem gases de efeito estufa

Suponha que a Terra não tivesse de modo algum uma atmosfera, mas fosse uma esfera rochosa como a Lua. Parte da luz do Sol que incidisse sobre a sua superfície seria refletida de volta para o espaço, e parte seria absorvida pelas rochas, dependendo da cor da superfície. Um planeta perfeitamente branco refletiria toda a energia solar, enquanto um planeta perfeitamente preto absorveria toda ela. A fração de energia refletida por uma superfície é chamada de **albedo** do planeta (do latim *albus*, que significa "branco"). Embora a Lua cheia pareça ser brilhante para nós, as rochas de sua superfície são predominantemente basaltos escuros, de modo que seu albedo é de somente cerca de 7%. Em outras palavras, a Lua é cinza-escura, quase preta.

A energia irradiada por um corpo negro sobe rapidamente com o aumento da temperatura. Uma barra de ferro fria é preta e emite pouco calor. Se você a aquecer até 100ºC, ela emitirá calor na forma de ondas infravermelhas (como um aquecedor a vapor). Se você aquecer a barra até 1.000ºC, ela se tornará laranja brilhante, irradiando calor em um comprimento de onda visível (como um queimador de um fogão elétrico[2]).

Um corpo negro exposto ao Sol aquece-se até que sua temperatura atinja um certo valor característico para que ele irradie, retornando ao espaço, a energia solar recebida. O mesmo princípio aplica-se a um "corpo cinza" como a Lua, porém, para esse balanço, deve-se excluir a energia refletida. E, no caso de corpos giratórios como a Lua e a Terra, ciclos diurnos e noturnos devem ser considerados. A temperatura durante o dia lunar sobe até 130°C e, à noite, desce para –170°C. Não é um ambiente agradável!

A Terra gira muito mais rápido que a Lua (uma vez por dia, e não uma vez por mês), de modo que os extremos de temperatura entre o dia e a noite ficam mais equiparados. O albedo da Terra, cerca de 31%, é muito mais alto que o da Lua, porque os oceanos azuis, as nuvens brancas e as calotas de gelo do planeta refletem mais que os basaltos lunares escuros. Se a atmosfera da Terra não contivesse gases de efeito estufa, a temperatura superficial média necessária para equilibrar a radiação solar não refletida seria de aproximadamente –19°C, frio suficiente para congelar toda a água do planeta. Em vez disso, a temperatura superficial média mantém-se em amenos 14°C. A diferença de 33°C é um resultado do efeito estufa.

## A atmosfera-estufa da Terra

Os **gases de efeito estufa**, como o vapor d'água, o dióxido de carbono, o metano e o ozônio, absorvem energia – a vinda diretamente do Sol e a irradiada pela superfície terrestre – e a irradiam como energia infravermelha em todas as direções, inclusive para a superfície terrestre. Dessa forma, a atmosfera atua como um vidro em uma estufa, permitindo que a energia radiante passe através dela, mas aprisionando o calor. Esse aprisionamento de calor, que aumenta a temperatura na superfície com relação à temperatura maior na atmosfera, é conhecido como **efeito estufa**.

A **Figura 15.7** ilustra como a atmosfera terrestre equilibra a radiação recebida e a emitida. A radiação solar recebida e não refletida diretamente é absorvida pela atmosfera e pela superfície. Ao atingir o equilíbrio da radiação, a Terra emite a mesma quantidade de energia de volta para o espaço como ondas infravermelhas. Devido ao calor aprisionado pelos gases de efeito estufa, a quantidade de energia circulante na superfície terrestre, seja como radiação, seja como fluxo de ar e de umidade superficial quentes, é significativamente maior que a quantidade que a Terra recebe como radiação solar direta. O excesso é exatamente a energia recebida como radiação infravermelha emitida para a superfície pelos gases de efeito estufa. É essa "radiação de retorno" que faz com que a superfície da Terra seja 33°C mais quente do que seria se a atmosfera não contivesse gases de efeito estufa.

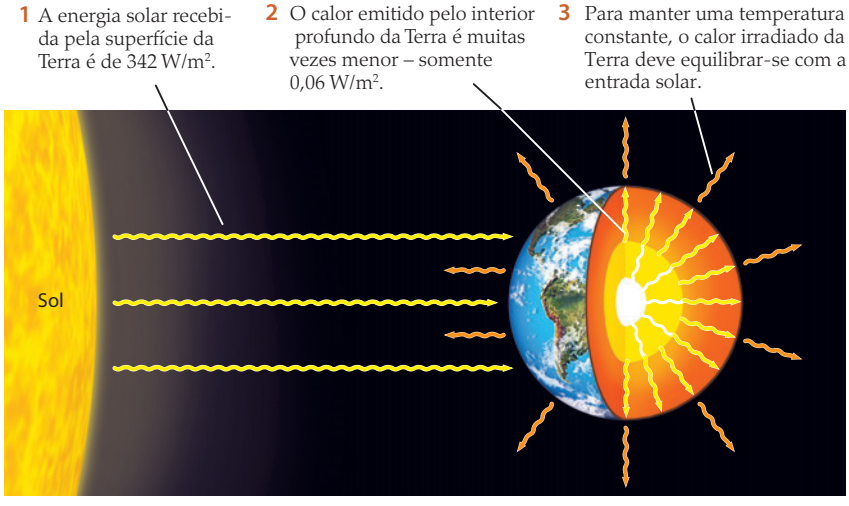



**FIGURA 15.6** ■ O balanço de energia da Terra é alcançado pela irradiação de retorno para o espaço da energia solar recebida. O calor do interior do planeta é desprezível em comparação com a energia solar.

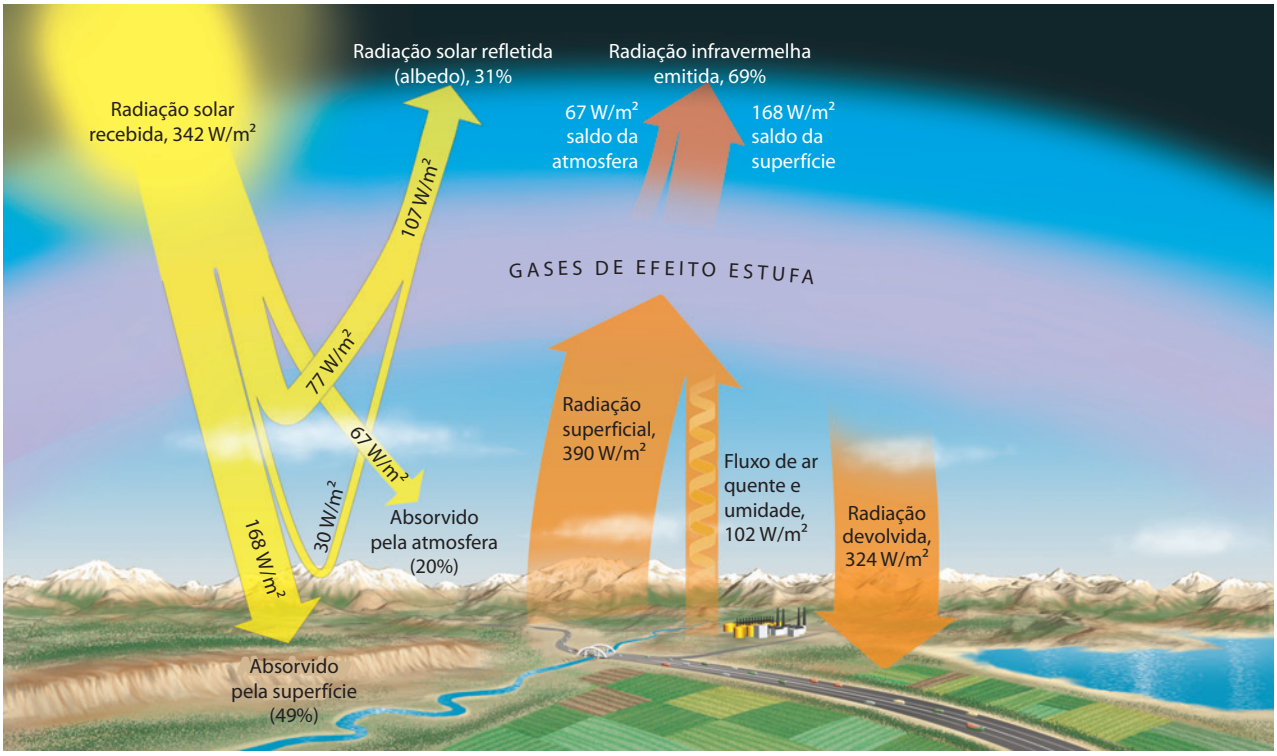



**FIGURA 15.7** ■ Para manter o balanço da radiação, a Terra irradia, em média, a mesma porção de energia para o espaço externo que recebe do Sol (342 W/m$^2$). Da radiação recebida, 107 W/m$^2$ (31%) são refletidos, 168 W/m$^2$ são absorvidos pela superfície terrestre e 67 W/m$^2$, pela atmosfera terrestre. O ar quente, a umidade e a radiação transportam mais energia da superfície terrestre (492W/m$^2$) que aquela recebida. Os gases de efeito estufa na atmosfera refletem a maior parte dessa energia (324 W/m$^2$) de volta à superfície terrestre na forma de radiação infravermelha. [IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001]

## Equilibrando o sistema por meio da retroalimentação

Como o sistema do clima alcança de fato o equilíbrio da radiação ilustrado na Figura 15.7? Por que o efeito estufa resulta em um aquecimento total de 33°C e não outra temperatura mais alta ou baixa? As respostas a essas questões não são simples, pois dependem das interações entre muitos componentes do sistema climático. As mais importantes interações envolvem *retroalimentações*.

Existem dois tipos básicos de **retroalimentação**: a **positiva**, na qual a mudança de um componente é *acentuada* pelas variações que induz em outros, e a **negativa**, em que a mudança em um componente é *reduzida* pelas mudanças que induz em outros. A retroalimentação positiva tende a amplificar as mudanças no sistema, enquanto as retroalimentações negativas tendem a estabilizá-lo contra as mudanças.

A seguir, estão listadas algumas retroalimentações do sistema do clima que podem afetar significativamente as temperaturas alcançadas pelo balanço da radiação.

- *Retroalimentação do vapor d'água*. Um aumento de temperatura eleva a quantidade de vapor d'água que se move da superfície terrestre para a atmosfera por evaporação. Por ser um gás de efeito estufa, esse aumento realça o efeito estufa e, assim, a temperatura eleva-se mais ainda – uma retroalimentação positiva.
- *Retroalimentação do albedo*. O aumento da temperatura reduz o acúmulo de gelo e neve na criosfera, o que diminui o albedo e aumenta a energia que a superfície terrestre absorve. O aumento do aquecimento da atmosfera realça a subida da temperatura – outra retroalimentação positiva.
- *Retroalimentação da radiação*. A subida da temperatura atmosférica aumenta enormemente a quantidade de energia infravermelha irradiada de volta para o espaço, o que reduz a subida da temperatura – uma retroalimentação negativa. Esse "amortecedor radioativo" estabiliza o clima da Terra em relação às principais mudanças, evitando que os oceanos congelem ou fervam e, assim, mantendo um hábitat tranquilo para a vida dependente da água.
- *Retroalimentação do crescimento da vegetação*. As plantas usam o $CO_2$ na fotossíntese, então o aumento de concentrações atmosféricas de $CO_2$ estimula o crescimento vegetal. A vegetação em crescimento remove

o $CO_2$ da atmosfera, convertendo-o em matéria orgânica rica em carbono, e, assim, reduz o efeito estufa – outra retroalimentação negativa.

As retroalimentações podem envolver interações muito mais complexas entre os componentes do sistema do clima. Por exemplo, um aumento do vapor d'água atmosférico produz mais nuvens. Pelo fato de elas refletirem energia solar, aumentam o albedo planetário, que desencadeia uma retroalimentação negativa entre o vapor d'água e a temperatura. Por outro lado, as nuvens absorvem eficientemente a radiação infravermelha, de modo que o aumento da cobertura de nuvens realça o efeito estufa, resultando, assim, em uma retroalimentação positiva entre o vapor d'água e a temperatura. O saldo do efeito das nuvens produz uma retroalimentação positiva ou negativa?

Os cientistas têm encontrado dificuldades surpreendentes para responder tais questões. Os componentes de nosso sistema do clima estão unidos por meio de uma rede incrivelmente complexa de interações em uma escala para além do controle experimental. Por conseguinte, muitas vezes é impossível coletar dados que identifiquem de forma isolada um tipo de retroalimentação de todos os demais. Os cientistas, entretanto, devem recorrer aos modelos computadorizados para entender o funcionamento interno do sistema do clima.

## Os modelos climáticos e suas limitações

Em termos gerais, um **modelo do clima** é qualquer representação do sistema climático que pode reproduzir um ou mais aspectos do seu comportamento. Certos modelos são projetados para o estudo de processos climáticos locais ou regionais, como as relações entre vapor d'água e nuvens, mas a maioria das representações diz respeito a modelos globais utilizados para predizer como o clima poderá mudar no futuro.

No cerne de tais modelos globais estão esquemas para calcular os movimentos dentro da atmosfera e dos oceanos baseados nas leis fundamentais da Física. Esses *modelos gerais de circulação* representam as correntes de ar e água controladas pela energia solar em escalas que vão desde pequenas perturbações (tempestades na atmosfera, turbulências nos oceanos) até circulações globais (células de circulação na atmosfera, convecção termo-halina dos oceanos). Os cientistas representam as variáveis físicas básicas (temperatura, pressão, densidade, velocidade, e assim por diante) em grades tridimensionais contendo milhões, ou mesmo bilhões de pontos geográficos. Eles utilizam supercomputadores para resolver as equações matemáticas que descrevem como as variáveis mudam com o tempo em cada um desses pontos (**Figura 15.8**). Você pode ver os resultados desse tipo de cálculo ao sintonizar no noticiário do tempo na TV. Atualmente, a maioria das predições climáticas é feita pela inserção das condições frequentemente observadas em milhares de estações meteorológicas em um modelo de circulação geral e pela simulação do tempo futuro. A predição meteorológica emprega, assim, os mesmos programas computadorizados básicos que são utilizados para a modelagem climática.

Entretanto, esta é intrinsecamente mais difícil. Na predição meteorológica para intervalos de poucos dias, os cientistas podem ignorar certos processos lentos, como as mudanças nos gases de efeito estufa atmosféricos ou na circulação dos oceanos. As predições climáticas, por outro lado, requerem que esses processos lentos, incluindo todas as importantes retroalimentações, sejam apropriadamente modelados, além da modelagem dos movimentos rápidos das massas de ar. Além do mais, a simulação deve ser estendida para um futuro de vários anos ou décadas. Esses cálculos imensos levam semanas para serem feitos nos maiores supercomputadores do mundo.

Devido à sua imensa complexidade, os modelos atuais do sistema climático precisam ser considerados com uma certa dose de ceticismo. Muitas questões sobre o funcionamento do sistema do clima – por exemplo, o papel das nuvens na regulagem da temperatura atmosférica – não foram inteiramente respondidas. As predições dos modelos climáticos têm engendrado um intenso debate entre os especialistas e as autoridades governamentais que devem lidar com a regulamentação e as consequências da mudança climática induzida pelas atividades humanas. Analisaremos em maior detalhe essas previsões no Capítulo 23.

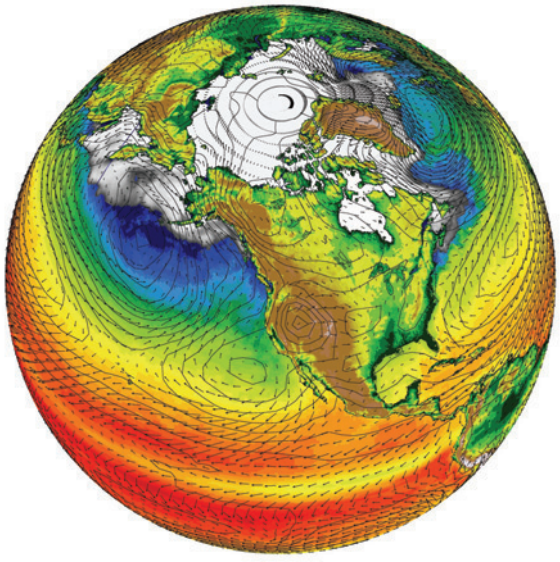


**FIGURA 15.8** ■ Modelos climáticos numéricos são utilizados para prever a mudança climática futura. Este modelo climático global, desenvolvido com o suporte do Departamento Americano de Energia, retrata interações entre a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera e a superfície continental. As cores nos oceanos representam temperaturas da superfície marinha, e as setas representam velocidades do vento na superfície. [Warren Washington and Gary Strand/ National Center for Atmospheric Research]

## A variabilidade climática

O clima da Terra varia consideravelmente de um lugar para outro: os polos são gelados e áridos, e os trópicos, abafados e úmidos. Variações no clima comparáveis a estas também podem ocorrer ao longo do tempo. O registro geológico indica que longos períodos de aquecimento global foram alternados com períodos de frio glacial muitas vezes no passado. Essa variação climática é errática; mudanças drásticas podem acontecer em apenas algumas décadas ou evoluir por escalas de tempo de muitos milhões de anos.

Saber como o sistema do clima mudou no passado nos ajudará a entender como ele pode mudar no futuro. Certas variações ocorrem nas forças externas do clima; os exemplos incluem forçante solar e mudança na distribuição das massas continentais e aquáticas causada pela deriva dos continentes. Outras resultam das mudanças internas do próprio sistema climático, como o crescimento das geleiras continentais que aumentam o albedo da Terra. Ambas as variações, externa e interna, podem ser amplificadas ou suprimidas por retroalimentações. Nesta seção, examinaremos diversos tipos de variação climática e discutiremos suas causas, começando com a variação de curta duração em escala regional.

### Variações regionais de curta duração

Os climas locais e regionais são muito mais variáveis que o clima global, porque as médias de uma grande área superficial, bem como de um longo período de tempo, tendem a suavizar as flutuações de pequenas proporções. Durante períodos de anos a décadas, as variações regionais predominantes resultam das interações entre a circulação atmosférica e as superfícies continentais e oceânicas. Elas geralmente ocorrem em padrões geográficos distintos, embora suas sincronizações e amplitudes possam ser altamente irregulares.

O mais famoso exemplo é um aquecimento do leste do Oceano Pacífico que ocorre a cada período de 3 a 7 anos e dura mais ou menos 1 ano. Os pescadores peruanos chamam tal evento de **El Niño** ("o menino", em espanhol), porque o aquecimento alcança as águas superficiais distantes da costa da América do Sul tipicamente na época natalina. Os eventos do El Niño podem dizimar populações de peixes, que dependem da ressurgência de águas frias para o abastecimento de nutrientes, sendo um desastre para populações humanas costeiras que dependem da pesca. Os cientistas têm mostrado que o El Niño e os eventos complementares de esfriamento, conhecidos como *La Niña* ("a menina"), são parte de uma variação natural de troca de calor entre a atmosfera e o Oceano Pacífico tropical. Essa variação é conhecida como **ENSO**, ou Oscilação Meridional-El Niño[3] (**Figura 15.9**).

O El Niño é causado por uma perturbação no padrão normal de troca de calor entre os ventos e as correntes do Pacífico tropical. O Pacífico absorve uma imensa quantidade de calor solar – mais do que qualquer outro oceano. Normalmente, as águas mais quentes no oeste do Pacífico tropical próximo à Indonésia causam pressões mais baixas, violentas tempestades e chuvas intensas naquela região. Ao contrário disso, a pressão do ar é mais alta e a precipitação é menos intensa ao longo das águas mais frias do leste do Pacífico tropical. Esses padrões predominantes de pressão controlam os ventos alísios que sopram de leste para oeste, empurrando as águas aquecidas do Pacífico tropical para o ocidente, onde elas se acumulam e mantêm uma grande piscina quente. No Pacífico leste, as águas profundas mais frias emergem para substituir as águas superficiais mais quentes sopradas para oeste, produzindo uma "língua fria" equatorial próxima da costa oeste da América do Sul.

Esporadicamente, por razões que ainda não são inteiramente compreendidas, o equilíbrio desse sistema colapsa. A pressão atmosférica sobe ao longo do Pacífico tropical oeste e cai nas partes central e leste, causando o enfraquecimento dos ventos alísios ou até mesmo a reversão ocasional de sua direção. Essa recorrente alternância na pressão do ar é chamada de Oscilação Meridional. Com o colapso dos ventos alísios, cessa o transporte de água quente para oeste, e um imenso bolsão quente migra para leste, levando junto tempestades e chuva. A língua fria equatorial deixa de se desenvolver e as temperaturas através do Pacífico tropical tornam-se mais uniformes.

Além de perturbar a pesca no Pacífico leste, essas mudanças regionais podem desencadear mudanças nos padrões de vento e chuva em grande parte do globo. O El Niño de 1997-1998 foi o mais forte registrado e seus efeitos climáticos particularmente danosos foram sentidos em todo o mundo. Alguns exemplos de tempo anômalo atribuídos a esse evento foram a seca da Austrália; a seca recorde e os incêndios florestais na Indonésia; os fortes furacões e tufões no Pacífico e furacões mais amenos no Caribe; tempestades intensas na Califórnia que causaram deslizamentos de terra e inundações; e chuvas intensas e inundações rápidas no Peru, no Equador e no Quênia. As colheitas fracassaram e a pesca foi dizimada em muitas áreas. De acordo com certa estimativa, a perturbação global dos padrões climáticos e dos ecossistemas pode ter custado a vida de 23 mil pessoas e causado danos materiais de 33 bilhões de dólares.

O El Niño tem um lado inverso, chamado de La Niña, que às vezes (mas não sempre) segue-se ao El Niño durante cerca de um ano. A La Niña é caracterizada por ventos alísios mais fortes, temperaturas da água do mar mais frias no leste do Pacífico tropical e temperaturas mais quentes no oeste desse oceano do que o normal. As anomalias meteorológicas globais são geralmente opostas àquelas que ocorrem durante o El Niño. Certos cientistas atribuem as fortes secas da costa leste dos Estados Unidos ocorridas no verão de 1999 ao evento La Niña do mesmo ano.

Os climatologistas têm identificado padrões similares de variabilidade meteorológica e climática em outras regiões. Um exemplo é a Oscilação do Atlântico Norte, uma flutuação altamente irregular da pressão atmosférica entre a Islândia e as Ilhas dos Açores que tem uma grande influência no movimento de tempestades através do

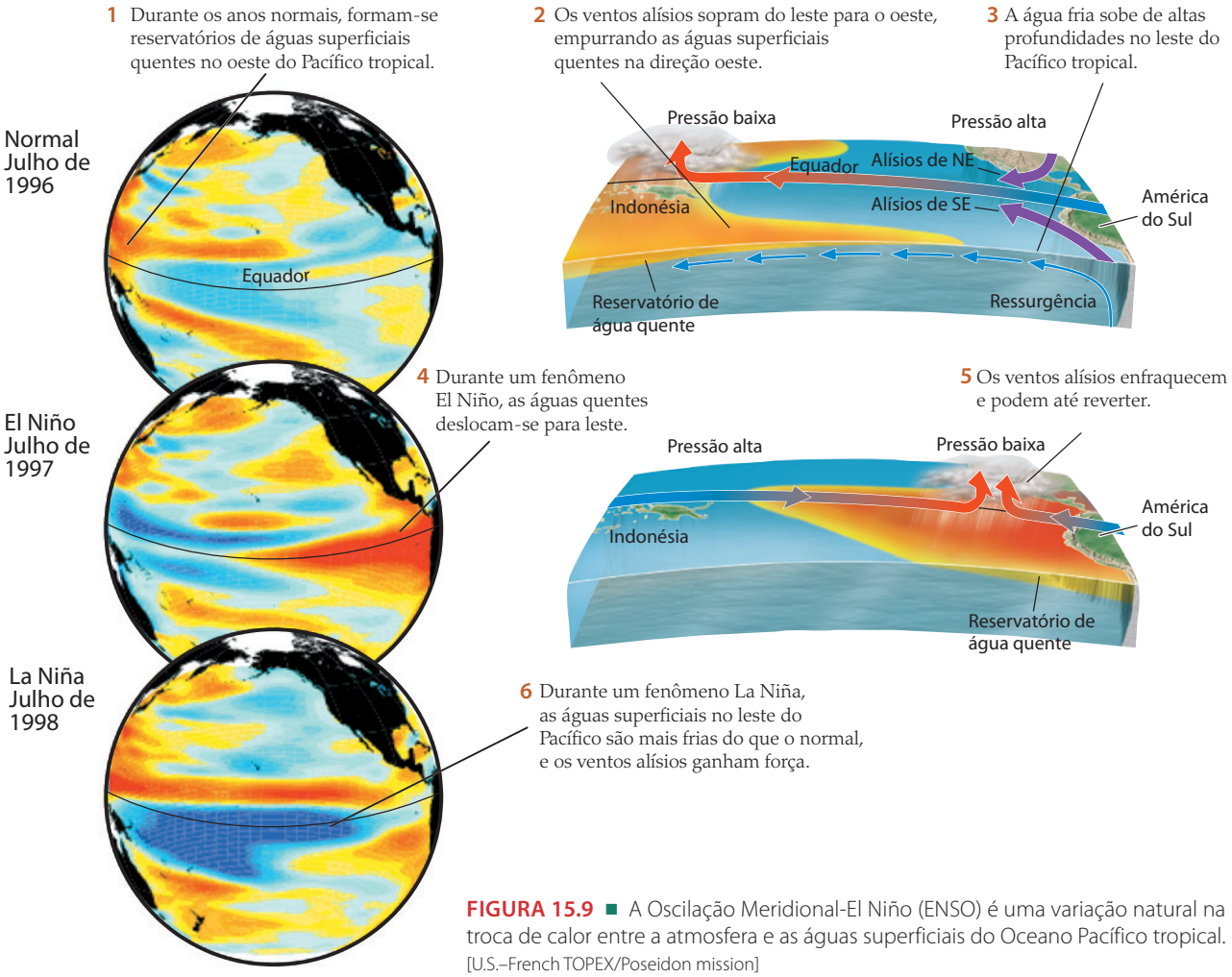



**FIGURA 15.9** ■ A Oscilação Meridional-El Niño (ENSO) é uma variação natural na troca de calor entre a atmosfera e as águas superficiais do Oceano Pacífico tropical. [U.S.–French TOPEX/Poseidon mission]

Atlântico Norte e, assim, afeta as condições climáticas da Europa e de partes da Ásia. Entender esses padrões pode melhorar a previsão meteorológica de longo alcance, como também fornecer importantes informações sobre os efeitos regionais da indução de mudanças climáticas pelos humanos.

## Variações globais de longa duração: as idades do gelo do Pleistoceno

Algumas das variações climáticas mais drásticas que podem ser vistas no registro geológico são os ciclos glaciais da Época Pleistocena, que tiveram início há 1,8 milhão de anos. Um **ciclo glacial** começa com um declínio gradual de temperatura de um **período interglacial** quente para um *período glacial* frio, ou **idade do gelo**. À medida que o clima resfria-se, a água é transferida da hidrosfera para a criosfera. O volume de gelo marinho aumenta, e mais neve cai nos continentes no inverno do que derrete no verão. Isso aumenta o volume e a área das calotas de gelo polar e reduz o volume dos oceanos. Conforme se expandem para latitudes mais baixas, as calotas de gelo refletem mais energia solar de volta para o espaço, e as temperaturas da superfície terrestre caem ainda mais – um exemplo de retroalimentação do albedo. O nível do mar cai, expondo áreas das plataformas continentais que normalmente estão submersas. No auge da idade do gelo – o *máximo glacial* – grandes geleiras continentais de até 2 ou 3 m de espessura cobrem amplas áreas terrestres. A idade do gelo termina de forma abrupta com um aumento rápido de temperatura. A água é transferida da criosfera para a hidrosfera à medida que as calotas de gelo derretem e o nível do mar sobe.

**DATAÇÃO DAS IDADES DE GELO DO PLEISTOCENO** Um registro preciso das variações de temperatura do Pleistoceno pode ser obtido pela medição de isótopos de oxigênio preservados em sedimentos marinhos e no gelo glacial. Os sedimentos marinhos pleistocênicos contêm numerosos fósseis de foraminíferos: organismos marinhos pequenos e unicelulares que secretam conchas de calcita ($CaCO_3$). As proporções de isótopos de oxigênio incorporadas nessas conchas dependem da razão entre isótopos de oxigênio da água marinha em que os organismos viveram. A água ($H_2O$) contendo o isótopo mais leve

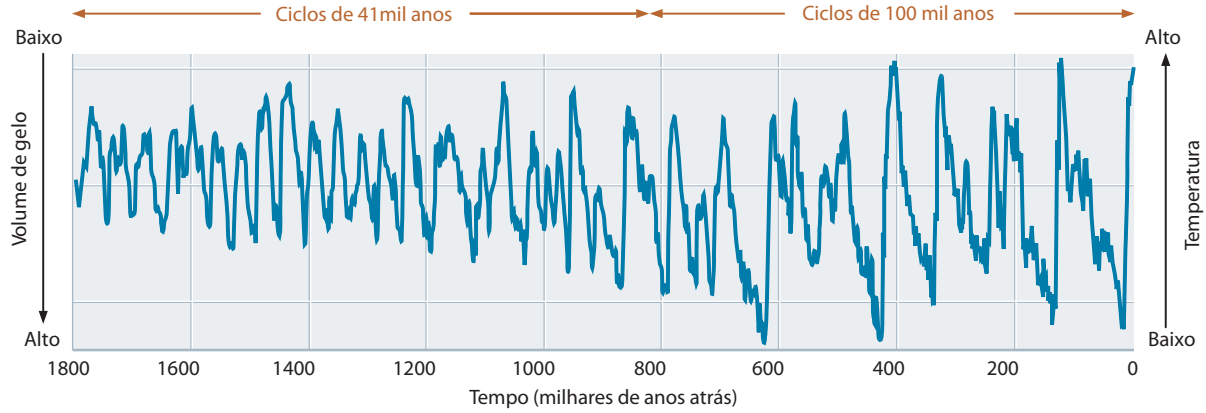



**FIGURA 15.10** ■ Mudanças no clima global ao longo dos últimos 1,8 milhão de anos, conforme inferidas a partir de razões entre isótopos de oxigênio em sedimentos marinhos. Os picos indicam períodos interglaciais (altas temperaturas, pequenos volumes de gelo, nível do mar alto), e os vales mostram as idades do gelo (baixas temperaturas, altos volumes de gelo, nível do mar baixo). [Fonte: L. E. Lisiecki and M. E. Raymo, *Paleoceanography* 20 (2005): 1003]

e mais comum, o oxigênio-16 ($^{16}O$), tem maior tendência de evaporar do que a água que contém o oxigênio-18 ($^{18}O$) mais pesado. Portanto, durante as idades do gelo, o $^{18}O$ é preferencialmente deixado para trás nos oceanos à medida que a água que contém $^{16}O$ evapora da superfície oceânica e fica aprisionada no gelo glacial. Assim, sobe a razão de $^{18}O/^{16}O$ nos oceanos. Os paleoclimatólogos podem usar razões de $^{18}O/^{16}O$ em leitos sedimentares marinhos para estimar a temperatura da superfície marinha e o volume de gelo quando os leitos foram depositados. A **Figura 15.10** mostra mudanças no clima global ao longo dos últimos 1,8 milhão de anos, conforme inferidas a partir dessas estimativas.

À medida que as razões entre $^{18}O/^{16}O$ nos oceanos aumentam durante as idades do gelo, diminuem as que estão nas camadas de gelo que vão espessando as geleiras. Os melhores registros de variação climática durante os últimos 500 mil anos vêm de núcleos de gelo perfurados no manto de gelo do leste da Antártida por cientistas russos da Estação Vostok e no manto de gelo da Groenlândia por equipes europeias e norte-americanas (ver Jornal da Terra 15.1). As razões entre os isótopos de oxigênio das camadas de gelo nos testemunhos podem ser usadas para estimar as temperaturas atmosféricas da época da formação do gelo. A composição da atmosfera, inclusive as concentrações de dióxido de carbono e de metano, também pode ser medida em minúsculas bolhas de ar aprisionadas quando o gelo se formou. A **Figura 15.11** exibe esses três tipos de medições do testemunho de gelo de Vostok.

**CICLOS DE MILANKOVITCH** O registro climático de sedimentos marinhos do Pleistoceno mostra grande variação, mas a maior oscilação corresponde ao padrão serrilhado dos ciclos glaciais – um declínio gradual de cerca de 6 a 8°C de um período interglacial quente para uma fria idade do gelo, seguido de uma rápida subida durante um curto intervalo de deglaciação (ver Figura 15.10). Por que o clima flutua segundo esse padrão? A forçante solar é uma possibilidade óbvia. Sabemos que fica frio no inverno porque a quantidade de luz solar que chega a uma de-

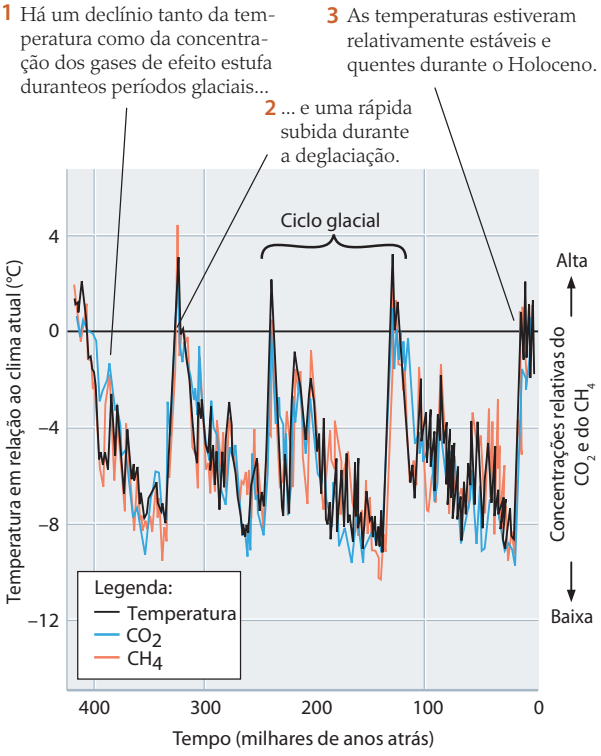



**FIGURA 15.11** ■ Três tipos de dados recuperados dos testemunhos de gelo da Estação Vostok, que foram perfurados a uma profundidade de 3.600 m no manto de gelo do leste da Antártida. As temperaturas foram estimadas a partir de razões entre isótopos de oxigênio. As concentrações de dióxido de carbono e metano resultaram de medidas feitas em amostras de ar aprisionadas em minúsculas bolhas dentro do gelo antártico. [IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001]

# Jornal da Terra

## 15.1 Sondagens no gelo da Antártida e da Groenlândia

Na estação científica de Vostok, na gélida Antártida, cientistas russos e franceses têm trabalhado há décadas para descobrir a história climatológica da Terra que se esconde no gelo. Nas décadas de 1970 e 1980, eles perfuraram poços de 2.000 m de profundidade no gelo do leste da Antártida e expuseram um conjunto de testemunhos para estudo laboratorial. Os testemunhos continham camadas de gelo produzidas por ciclos anuais de formação glacial a partir da neve. Uma contagem cuidadosa das camadas, a partir do topo para a base, revelou a idade do gelo, da mesma forma que os anéis de crescimento revelam a idade de uma árvore. Eles mediram as razões entre os isótopos de oxigênio no gelo, bem como a composição gasosa de pequenas bolhas de ar nele aprisionadas. Com base no registro estratigráfico, produziram uma história detalhada dos ciclos glaciais dos últimos 160 mil anos.

Por volta de 1998, as perfuratrizes de gelo em Vostok atingiram a profundidade de 3.600 m, penetrando no gelo acumulado nos últimos quatro ciclos glaciais e ampliando o registro climático para mais de 400 mil anos atrás. Os dados confirmaram outras evidências sugerindo que as variações na órbita da Terra – os ciclos de Milankovitch – controlam a alternação entre idades do gelo e períodos interglaciais, além de mostrar que as temperaturas superficiais estavam correlacionadas a concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera (ver Figura 15.11). Os resultados da Vostok foram confirmados por perfuração no gelo em uma série de outras localidades em mantos de gelo da Antártida e da Groenlândia.

Esses triunfos não foram conquistados facilmente. A Estação Vostok, localizada a uma altitude de 3.500 m próximo ao centro da Antártida (ver Figura 21.6), é um local extremamente complicado para conduzir pesquisas. Sua temperatura média anual é de apenas –55°C, e a temperatura mais baixa da superfície terrestre medida com confiança, –89,2°C, foi registrada lá em 1983. Além de suportar essas condições extremas, os cientistas tiveram cuidados para que os testemunhos de gelo não derretessem e se contaminassem enquanto eram perfurados, transportados para os laboratórios e armazenados. Os cientistas também tiveram que se prevenir contra resultados inesperados – causados, por exemplo, pela reação do $CO_2$ com impurezas do gelo. É devido à paciência e engenhosidade dessas intrépidas equipes de pesquisadores que os testemunhos de gelo glacial contribuíram tanto para o entendimento da história da mudança climática global.

Cientistas russos da estação científica de Vostok removem cuidadosamente um testemunho de gelo de uma broca. As camadas produzidas pelos ciclos anuais da formação do gelo são visíveis. [R. J. Delmas, Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement, Centre National de la Recherche Scientifique]

terminada latitude diminui devido à obliquidade do eixo terrestre. Períodos de frio glacial poderiam ser explicados por diminuições da entrada de energia solar ao longo de escalas de tempo muito maiores?

A resposta parece ser afirmativa. Existem, de fato, pequenas variações periódicas no volume de radiação que a Terra recebe do Sol. Essas variações são causadas pelos **ciclos de Milankovitch**, variações periódicas no movimento da Terra em torno do Sol, assim chamadas em homenagem ao geofísico sérvio que as calculou pela primeira vez no início do século XX. Três tipos de ciclos de Milankovitch podem ser correlacionados à variação climática global (**Figura 15.12**).

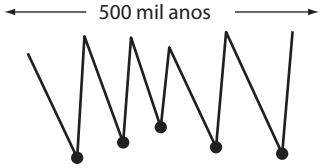
Primeiro, a forma da órbita da Terra em torno do Sol muda periodicamente, tornando-se mais circular algumas vezes e, outras, mais elíptica. O grau de elipticidade da órbita terrestre em torno do Sol é conhecido como *excentricidade*. Uma órbita quase circular tem baixa excentricidade, e uma órbita mais elíptica tem excentricidade alta (Figura 15.12a). A quantidade média de radiação solar que a Terra recebe sobre sua superfície varia levemente de acordo com a excentricidade. O comprimento de um ciclo de variação de excentricidade é de aproximadamente 100 mil anos.

Segundo, o ângulo de *obliquidade* do eixo de rotação terrestre muda periodicamente. Atualmente, esse ângulo

é de 23,5°, mas varia entre 21,5° e 24,5° em um período em torno de 41 mil anos. Essas variações também mudam levemente a quantidade de radiação que a Terra recebe do Sol (Figura 15.12b).

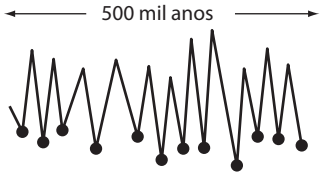
Terceiro, o eixo de rotação da Terra oscila como um pião, dando origem a um padrão de variação chamado de *precessão*, com um período de aproximadamente 23 mil anos (Figura 15.12c). A precessão também modifica o volume de radiação que a Terra recebe do Sol, embora com menos variação que a excentricidade e a obliquidade.

**CORRELAÇÕES ENTRE OS CICLOS DE MILANKOVITCH E GLACIAIS** É possível ver várias pequenas subidas e descidas no registro da Figura 15.10, mas recuando e tentando discernir suas principais feições, alguns padrões interessantes emergem. Por exemplo, nos últimos 500 mil anos, o registro revela um padrão serrilhado de grandes ciclos glaciais que, em termos gerais, se parecem com isto:




No registro, é possível contar cinco máximos glaciais, nos quais os volumes de gelo são altos e as temperaturas são baixas (mostrados no desenho acima como pontos pretos), e pode-se calcular um intervalo de tempo médio entre os máximos glaciais de 100 mil anos. Os tempos desses máximos glaciais equivalem aos tempos de alta excentricidade orbital, quando a Terra recebeu um pouco menos de radiação solar – um ciclo de Milankovitch.

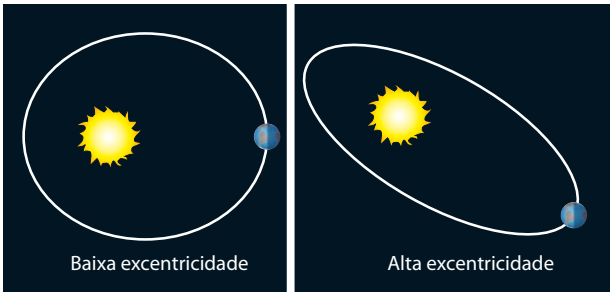
Agora vamos examinar os primeiros 500 mil anos do registro na Figura 15.10, de 1,8 a 1,3 milhão de anos atrás. Novamente, vê-se muitas flutuações, mas os principais máximos e mínimos ocorrem com maior frequência, conforme a aproximação mostrada no desenho a seguir:



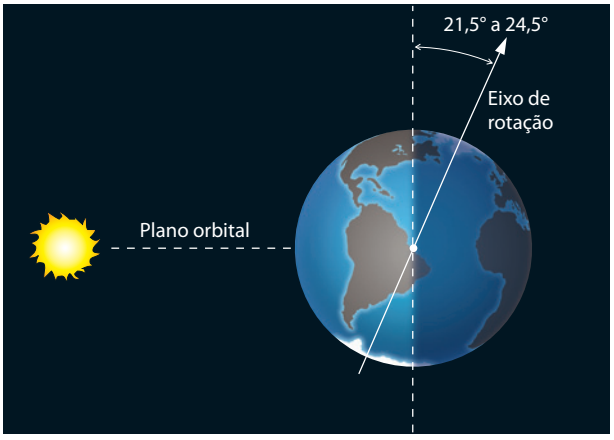

Durante esse período, encontramos doze máximos glaciais, dando um espaçamento médio entre máximos glaciais de 41.667 anos. Esse intervalo mais curto é muito próximo ao ciclo de variação de 41 mil anos na obliquidade do eixo terrestre – outro ciclo de Milankovitch! Assim como a variação de excentricidade, a variação de obliquidade é muito pequena – apenas cerca de 3° (ver Figura 15.12b) –, mas é evidentemente o bastante para desencadear idades do gelo. Essas correlações levaram os cientistas a concluir que os ciclos glaciais são externamente forçados por leves variações no volume de radiação solar que atinge a Terra.

Contudo, as pequenas mudanças na radiação solar causadas pelos ciclos de Milankovitch não podem explicar por completo a magnitude das quedas de tempera-

(a) Excentricidade (100 mil anos)




(b) Obliquidade (41 mil anos)




(c) Precessão (23 mil anos)

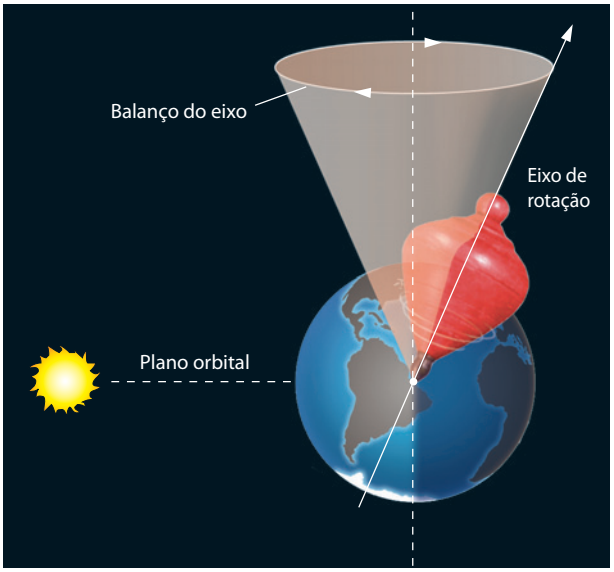



**FIGURA 15.12** ■ Três tipos de ciclos de Milankovitch (bastante exagerados nesses diagramas) afetam o volume de radiação solar que a Terra recebe. (a) A excentricidade é o grau de elipticidade da órbita da Terra. (b) A obliquidade é o ângulo entre o eixo de rotação da Terra e o ângulo perpendicular ao plano orbital. (c) A precessão é a oscilação do eixo de rotação. Pode-se imaginar esse movimento por analogia ao balanço do topo de um pião quando rodopia.

tura na superfície terrestre de períodos interglaciais para idades do gelo. Algum tipo de retroalimentação positiva deve estar em operação no sistema do clima para amplificar a forçante externa. Os dados na Figura 15.11 sugerem fortemente que essa retroalimentação envolve gases de efeito estufa. As concentrações atmosféricas de dióxido de carbono e metano acompanham com exatidão as variações de temperatura através dos ciclos glaciais: períodos interglaciais quentes são marcados por altas concentrações, e períodos glaciais frios, por baixas concentrações. Ainda não há uma explicação completa para como essa retroalimentação funciona, mas isso demonstra a importância do efeito estufa nas variações climáticas de longa duração.

Há muitos outros aspectos dessa história que ainda não foram entendidos. Por exemplo, você perceberá na Figura 15.10 que a periodicidade de 41 mil anos continuou a dominar o registro climático até aproximadamente 1 milhão de anos atrás, mas os altos e baixos tornaram-se mais variáveis, alternando, por fim, para a periodicidade de 100 mil anos após cerca de 700 mil anos atrás. O que causou esta transição? Cientistas climáticos ainda estão quebrando a cabeça.

Na verdade, não sabemos ao certo o que causou as idades do gelo pleistocênicas. O registro climático mostra que os ciclos glaciais de 41 mil anos não foram confinados ao Pleistoceno, mas estenderam-se pelo menos até a Época Pliocena (5,3 a 1,8 milhão de anos atrás), quando a Antártida ficou coberta de gelo. O resfriamento global do clima da Terra que precedeu essas glaciações teve início durante a Época Miocena (23 a 5,3 milhões de anos atrás). Sua causa continua a ser debatida, embora a maioria dos geólogos acredite estar, de alguma forma, relacionada à deriva continental. De acordo com uma hipótese, a colisão do subcontinente indiano com a Eurásia e a orogenia do Himalaia resultante levaram a um aumento no intemperismo de rochas silicáticas, e as reações químicas do intemperismo diminuíram a quantidade de $CO_2$ na atmosfera. Outras hipóteses baseiam-se em mudanças na circulação oceânica associadas à abertura da Passagem de Drake entre a América do Sul e a Antártida (25 a 20 milhões de anos atrás) ou ao fechamento do Istmo do Panamá entre a América do Norte e do Sul (cerca de 5 milhões de anos atrás). Talvez o resfriamento tenha resultado de uma combinação desses eventos.

## Variações globais de longa duração: idades do gelo paleozoica e proterozoica

Além das idades do gelo do Pleistoceno, existem boas evidências no registro geológico de episódios mais antigos de glaciação continental durante os períodos Permiano-Carbonífero e Ordoviciano e, pelo menos duas vezes, no Éon Proterozoico. Na maioria dos casos, esses eventos podem ser explicados por processos da tectônica de placas, em combinação com a retroalimentação do albedo e outras retroalimentações no sistema do clima.

Na maior parte da história terrestre, não houve áreas extensas de terra nas regiões polares nem houve calotas de gelo. A circulação oceânica estendeu-se das regiões equatoriais para as polares, transportando calor e ajudando a atmosfera a distribuir as temperaturas de uma maneira razoavelmente homogênea sobre a superfície terrestre. Quando vastas áreas terrestres flutuaram para posições que obstruíram esse transporte eficiente de calor, as diferenças de temperatura entre os polos e o equador aumentaram. À medida que os polos resfriaram, formaram-se calotas de gelo. Alguns geólogos acreditam que, em algum momento no fim do Proterozoico, a Terra estava completamente coberta de gelo, e que apenas gases de efeito estufa emitidos na atmosfera por vulcões fizeram com que aquecesse novamente. Analisaremos em maior detalhe essa hipótese da "Terra como bola de gelo" no Capítulo 21.

## Variações durante o ciclo glacial mais recente

Nos ciclos glaciais, as temperaturas não variam suavemente ao longo do tempo. Superpostas aos ciclos glaciais de 100 mil anos visíveis na Figura 15.11, existem as flutuações climáticas de duração mais curta, algumas quase tão grandes quanto as mudanças de um período glacial para outro interglacial. Os geólogos combinaram a informação dos testemunhos de gelo em geleiras continentais e de vales, dos sedimentos de lagos e do oceano profundo para reconstruir uma história década a década – e, em alguns casos, ano a ano – das variações climáticas de curta duração durante o último ciclo glacial. Algumas características básicas dessa notável crônica são sintetizadas a seguir.

A idade do gelo mais recente é conhecida como *glaciação de Wisconsin*. As temperaturas começaram a cair há cerca de 120 mil anos, alcançando seus menores valores entre 21 mil e 18 mil anos atrás (o máximo glacial de Wisconsin). Então as temperaturas retornaram para um clima interglacial quente nos últimos 11.500 anos, marcando o fim do Pleistoceno e o início da época holocênica.

Durante a glaciação de Wisconsin, o clima terrestre era altamente variável, com oscilações de temperatura mais curtas (mil anos) ocorrendo dentro de ciclos mais longos (10 mil anos). As variações mais extremas ocorreram na região do Atlântico Norte, onde as temperaturas médias locais subiram e caíram nada menos que 15°C. Cada ciclo de 10 mil anos compreende um conjunto de oscilações de mil anos progressivamente mais frias e termina com um aquecimento abrupto. As imensas descargas de *icebergs* e água doce resultantes do aquecimento alteraram a circulação termo-halina dos oceanos e descarregaram enormes quantidades de detritos glaciais na sedimentação marinha profunda.

A principal fase de aquecimento após a glaciação de Wisconsin ocorreu no intervalo entre 14.500 e 10 mil anos atrás. Não foi uma transição suave, ocorrendo em dois estágios principais, com uma pausa na deglaciação e um retorno para as condições frias durante o evento Dryas recente entre 13 mil e 11.500 anos atrás. Os aumentos ex-

tremamente abruptos da temperatura há 14.500 e 11.500 anos são, talvez, os aspectos mais surpreendentes dessa transição por espasmos. Vastas regiões da Terra experimentaram mudanças quase síncronas das temperaturas glaciais para interglaciais durante curtos intervalos que podem ter sido de 30 a 50 anos. Evidentemente, a circulação atmosférica pode se reorganizar de modo muito rápido, invertendo todo o sistema do clima de um estado (glacial frio) para outro (interglacial quente) em um intervalo menor que o tempo de vida de uma pessoa! Isso aumenta a possibilidade de que a mudança climática global induzida pelas ações humanas possa envolver inversões abruptas para um novo (e desconhecido) estado climático, mais do que um simples e gradual aquecimento.

O período interglacial atual tem sido, de forma incomum, longo e estável, quando comparado aos períodos anteriores da Época Pleistocena; na verdade, o Holoceno afigura-se como o mais longo e estável período quente dos últimos 400 mil anos. As temperaturas mais quentes ocorreram durante o início dessa época. Os geólogos documentaram variações regionais de cerca de 5°C em escalas de tempo de mais ou menos mil anos, mas as mudanças globais nesse período apresentam uma amplitude muito menor, com uma oscilação total de apenas 2°C. Não há dúvida de que as condições uniformes do Holoceno promoveram o rápido crescimento da agricultura e da civilização que se seguiram ao final da glaciação de Wisconsin.

Alguns cientistas acham que, se a civilização humana não tivesse existido, o clima da Terra poderia estar agora entrando em outra idade do gelo, movida por volumes decrescentes de energia solar em função de ciclos de Milankovitch e acompanhada de concentrações atmosféricas decrescentes de gases de efeito estufa. Segundo o paleoclimatólogo William Ruddiman, a expansão da civilização começou a liberar quantidades substanciais de gases de efeito estufa na atmosfera desde 8 mil anos atrás, basicamente por desmatamento e aumento da agricultura. A hipótese de Ruddiman é a de que essa fonte extra de gases de efeito estufa foi responsável por prolongar o período interglacial quente além de seu limite natural. Qualquer que seja o motivo, as medições de testemunhos de gelo indicam que, do fim do Pleistoceno até aproximadamente 200 anos atrás, as concentrações atmosféricas dos principais gases de efeito estufa permaneceram relativamente constantes. A concentração média de $CO_2$, por exemplo, flutuou apenas entre 260 e 280 ppm – uma variação menor do que 10% sobre todo aquele período. Mas essa situação terminou no início do século XIX com o começo da Revolução Industrial, quando as emissões humanas de gases de efeito estufa dispararam.

## O ciclo do carbono

Nos últimos 200 anos, as concentrações atmosféricas de $CO_2$ subiram 36%, de 280 para 380 ppm. A atmosfera terrestre não atingiu essa concentração de $CO_2$, pelo menos nos últimos 400 mil anos e, provavelmente, nos últimos 20 milhões de anos. A concentração de $CO_2$ está, atualmente, aumentando em uma taxa sem precedentes de 0,4% ao ano, mais rápido que em qualquer tempo da história geológica recente.

A situação poderia ser ainda pior. Durante a década de 1990 a 2000, que foi excepcionalmente bem estudada, as atividades humanas emitiram uma média de 8,0 gigatoneladas (Gt) de carbono na atmosfera por ano. (1 gigatonelada, ou 1 bilhão de toneladas, é $10^{12}$ kg, a massa de 1 $km^3$ de água. Note que as emissões são calculadas em gigatoneladas de carbono, e não de dióxido de carbono; ver Exercício 4 no fim do capítulo.) A queima de combustível fóssil e outras atividades industriais emitiu cerca de 6,4 Gt de carbono a cada ano, e outra 1,6 Gt foi emitida pela queima de florestas e outras mudanças do uso do solo. Se todas essas emissões tivessem permanecido no ar, o aumento de $CO_2$ teria se aproximado de 0,9% ao ano, mais que duas vezes a taxa observada de 0,4%. Em vez disso, 4,8 Gt de carbono foram removidas da atmosfera a cada ano pelos processos naturais. Aonde esse carbono foi parar?

Responderemos essa questão ao analisarmos o **ciclo do carbono**: o continuado movimento do carbono entre os diferentes componentes do sistema Terra. Mencionamos o ciclo do carbono quando discutimos os ciclos biogeoquímicos – ciclos geoquímicos que envolvem a biosfera – no Capítulo 11. Vamos começar com uma análise mais ampla dos ciclos geoquímicos.

## Os ciclos geoquímicos e como eles funcionam

Os **ciclos geoquímicos** são padrões de transferência, ou *fluxo*, dos elementos químicos de um componente do sistema Terra a outro. Ao abordar os ciclos geoquímicos, consideramos os componentes do sistema Terra – atmosfera, hidrosfera, criosfera, litosfera e biosfera – como sendo **reservatórios geoquímicos** que armazenam carbono e outros elementos químicos, associados a processos que os transportam de um componente a outro. Pela quantificação da concentração do elemento químico que está armazenado e circulando entre os diversos reservatórios, podemos obter novos esclarecimentos sobre o funcionamento do sistema Terra.

**TEMPO DE RESIDÊNCIA** Os reservatórios ganham elementos químicos dos fluxos de entrada e os perdem nos fluxos de saída. Quando a entrada equipara-se à saída, a quantidade de elementos químicos no reservatório permanece a mesma, embora o elemento esteja constantemente entrando e saindo. O tempo médio que um átomo do elemento permanece no reservatório antes de deixá-lo é chamado de **tempo de residência**.

Considere um bar lotado onde o número de pessoas que quer entrar é maior que o permitido pelo regulamento de segurança contra incêndio. Depois que a sala estiver cheia ou tiver alcançado sua *capacidade*, o porteiro começa a bloquear as pessoas na porta. Durante as horas de maior atividade, quando estas estão esperando para entrar, o bar está com sua capacidade preenchida, ou *saturada*, e está em estado de equilíbrio, com as chegadas exatamente

equiparadas com as saídas. Mesmo que algumas pessoas cheguem cedo e fiquem até tarde e outras saiam depois de um breve tempo, há um intervalo de tempo médio entre a chegada e a partida de cada uma. Essa média é o tempo de residência, que pode ser calculado dividindo a capacidade da sala pela taxa de chegadas (*entrada*) ou de partidas (*saída*). Se a capacidade da sala é de 30 pessoas e é permitida a entrada de uma nova pessoa a cada 2 minutos, em média, o tempo de residência é de 60 minutos.

Da mesma forma, podemos observar o tempo de residência de um átomo no oceano como o tempo médio que transcorre desde a sua entrada até a sua remoção por meio da sedimentação ou de algum outro processo. Por exemplo, o tempo de residência do sódio no oceano é extremamente longo, cerca de 48 milhões de anos, pois esse elemento é muito solúvel na água do mar (a capacidade do reservatório é alta) e os rios contêm quantidades relativamente pequenas (a entrada do elemento é baixa). Ao contrário disso, o ferro permanece no oceano apenas cerca de 100 anos, pois sua solubilidade é muito baixa e a entrada dos rios é relativamente alta. Os tempos de residência de elementos químicos na atmosfera são com frequência muito mais curtos que aqueles no oceano, pois ela é um reservatório muito menor que o marinho e os fluxos de entrada e saída da atmosfera podem ser relativamente altos.

**REAÇÕES QUÍMICAS** Em muitos casos, as reações geralmente governam o tempo de residência dos elementos químicos em um reservatório. Por exemplo, como aprendemos no Capítulo 5, um íon de cálcio ($Ca^{2+}$) pode ser removido da água do mar pela reação com um íon carbonato ($CO_3^{2-}$) para formar o carbonato de cálcio ($CaCO_3$), que pode se precipitar na forma de sedimento carbonático. A quantidade de cálcio que pode ser dissolvida na água do mar depende, assim, da disponibilidade de íons carbonatos, os quais, por sua vez, dependem da entrada de $CO_2$ no oceano. Quando o dióxido de carbono dissolve-se na água, a maior parte dele reage com a água para formar ácido carbônico ($H_2CO_3$), que pode se dissociar em hidrogênio ($H^+$) e íons bicarbonatos ($HCO_3^-$). A seguir, parte dos íons de hidrogênio reage com íons carbonatos para formar mais íons bicarbonatos (**Figura 15.13**). O efeito resultante é uma diminuição da concentração de íons carbonatos na água do mar e, assim, da capacidade que os organismos marinhos, como corais, mariscos e foraminíferos, têm de construir suas conchas e esqueletos de carbonato de cálcio. Como veremos, esse processo de **acidificação oceânica** é um dos aspectos mais ameaçadores da mudança global antropogênica.

Como esse exemplo ilustra, as reações químicas podem unir o ciclo geoquímico de um elemento (cálcio) ao de outro (carbono). Por essa razão, os ciclos geoquímicos raramente podem ser considerados isoladamente; pelo contrário, devem ser tratados como geossistemas interativos. Além disso, as reações químicas também podem depender das condições físicas dos reservatórios, como a pressão e a temperatura locais. Essa dependência pode unir os ciclos geoquímicos ao próprio sistema climático.

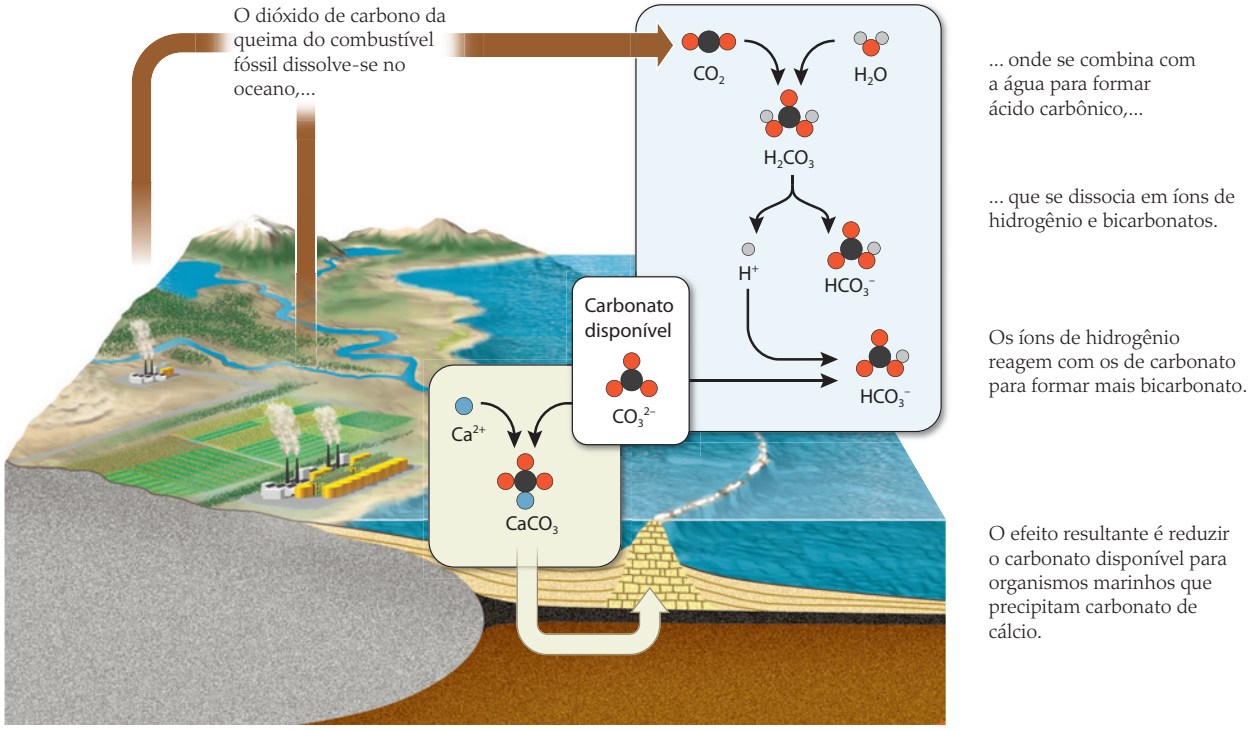



**FIGURA 15.13** ■ Concentrações crescentes de $CO_2$ na atmosfera acionam uma série de reações químicas na água do mar, causando acidificação oceânica e reduzindo a capacidade que os organismos marinhos têm de formar conchas e esqueletos de carbonato de cálcio.

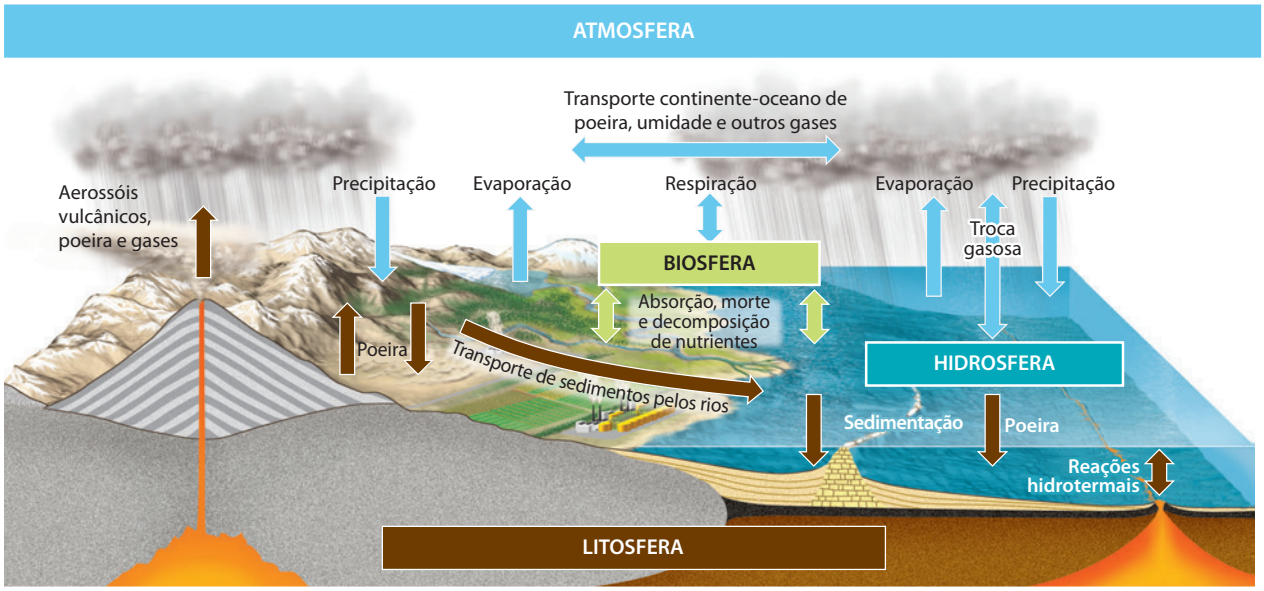



**FIGURA 15.14** ■ Uma série de processos resulta em fluxos de elementos químicos entre os componentes do sistema do clima.

**TRANSPORTE ATRAVÉS DAS INTERFACES** Os fluxos entre os reservatórios são governados por processos que transportam elementos químicos para dentro e para fora deles (**Figura 15.14**). Por exemplo, os vulcões transportam gases, aerossóis e poeira da litosfera para a atmosfera. O vento também levanta a poeira da litosfera para a atmosfera, enquanto a gravidade puxa-a de volta para a superfície. A poeira eólica é um importante mecanismo de transferência de minerais da litosfera para a hidrosfera, embora de longe os maiores fluxos resultem dos minerais dissolvidos ou suspensos na descarga dos rios.

A evaporação e a precipitação transportam imensas quantidades de água entre a atmosfera e as superfícies tanto dos continentes como dos oceanos. Na superfície oceânica, as moléculas de gás escapam de seu estado dissolvido na água e entram na atmosfera. Seu escape é pro-

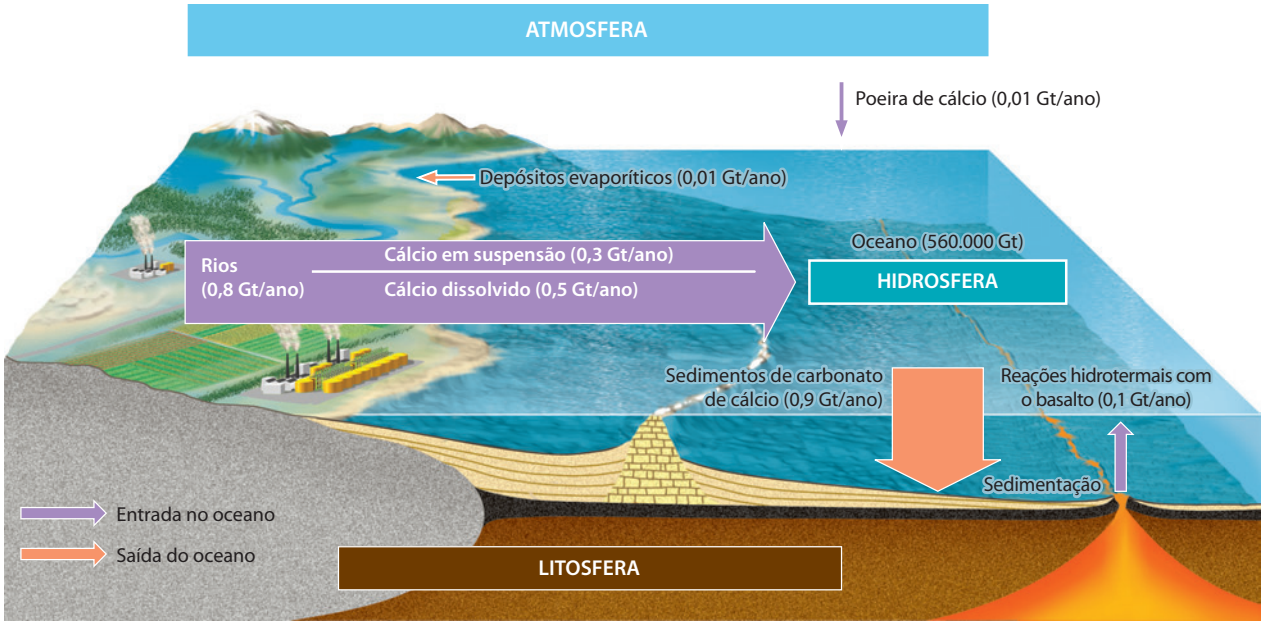



**FIGURA 15.15** ■ O ciclo do cálcio, mostrando os fluxos de entrada e saída do oceano. As unidades dos fluxos estão em gigatoneladas (Gt, ou $10^{12}$ kg) por ano. A entrada de cálcio no oceano é aproximadamente igual à saída, resultando em um estado de equilíbrio.

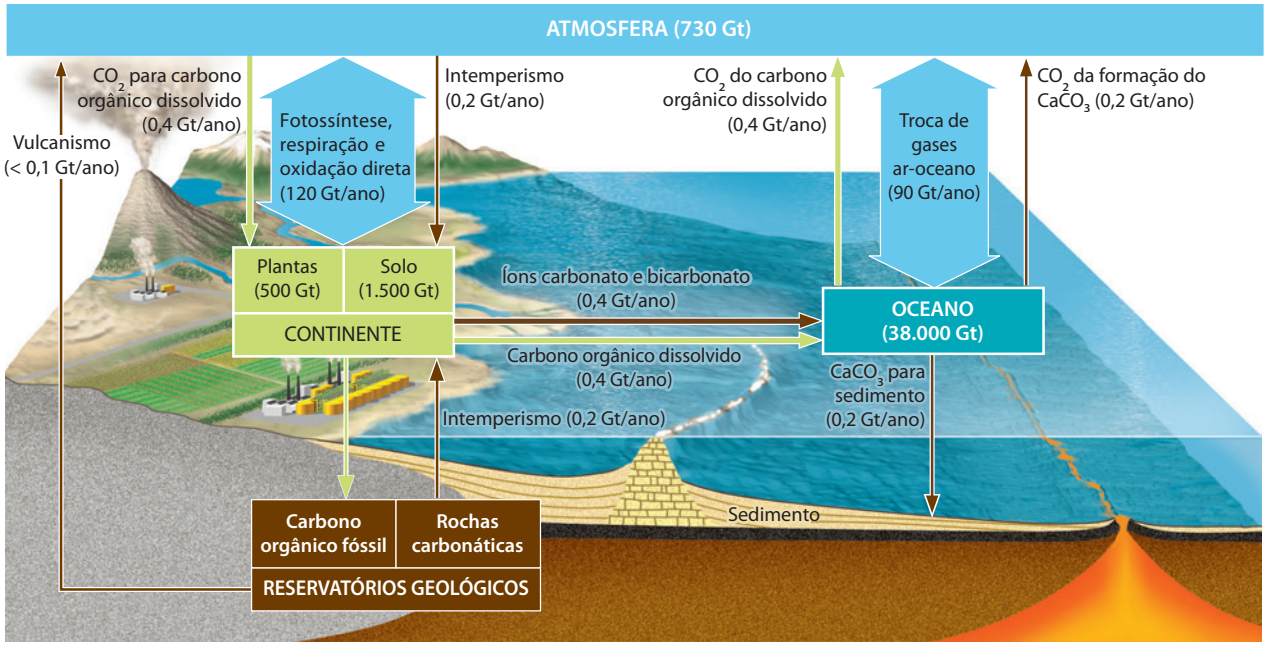



**FIGURA 15.16** ■ O ciclo do carbono descreve os fluxos de carbono entre a atmosfera e seus principais reservatórios. Volumes de carbono armazenado em cada reservatório são dados em gigatoneladas; os fluxos são dados em gigatoneladas por ano. [IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001]

movido pela evaporação da névoa marinha, a qual lança gases dissolvidos, bem como sais dissolvidos na forma de cristais diminutos. Esse fluxo é equilibrado pela dissolução dos constituintes atmosféricos na névoa marinha ou na chuva e pela dissolução de gases diretamente através da superfície oceânica.

A sedimentação é o grande fluxo que mantém o oceano em um estado de equilíbrio, primeiramente por contrabalançar a entrada de elementos químicos nas águas de rios. À medida que os sedimentos são soterrados, tornam-se parte da crosta oceânica, onde permanecem até que sejam movidos para o manto por meio da subducção ou até que se tornem parte da crosta continental por meio da acreção. No longo prazo, o soerguimento tectônico expõe as rochas crustais ao intemperismo e à erosão, mantendo o equilíbrio dos fluxos entre todos os reservatórios.

Como vimos no Capítulo 11, a biosfera é um reservatório ímpar, pois cada organismo mantém individualmente uma interface ativa com seu ambiente. Os mais importantes processos de transporte da biosfera são a entrada e saída de gases atmosféricos pela respiração, a entrada de nutrientes da litosfera e da hidrosfera e a saída desses nutrientes por meio da morte e da deterioração dos organismos. O ciclo do carbono, que depende criticamente do bombeamento orgânico deste para dentro e para fora da atmosfera por organismos vivos, é claramente um ciclo biogeoquímico.

**EXEMPLO: O CICLO DO CÁLCIO** Antes de examinarmos o ciclo do carbono em maior detalhe, vamos analisar o ciclo do cálcio, que fornece uma ilustração bastante simples dos conceitos envolvidos nos ciclos geoquímicos (**Figura 15.15**).

O oceano contém cerca de 560 mil Gt de cálcio dissolvidas em uma massa oceânica total de $1{,}4 \times 10^9$ Gt. O cálcio entra constantemente nesse reservatório por meio dos rios, que o transportam em grandes volumes, seja dissolvido seja em suspensão, derivados do intemperismo de rochas carbonáticas e outros minerais, como a gipsita e os feldspatos cálcicos. Uma quantidade bem menor entra no oceano pelo transporte da poeira eólica. Se o oceano recebesse continuadamente essa entrada de cálcio, sem haver uma maneira de remover o excesso, rapidamente se tornaria supersaturado desse elemento. O fluxo que remove majoritariamente o excesso de cálcio do oceano é a precipitação de carbonato de cálcio, conforme descrito acima. Uma quantidade de cálcio bem menor é precipitada como gipsita em depósitos evaporíticos. Ao longo de escalas de tempo muito maiores, sedimentos ricos em cálcio são soerguidos e sofrem intemperismo, e o cálcio que eles contêm é devolvido ao oceano.

A capacidade de cálcio em um oceano é muito maior que a entrada e saída desse elemento, de modo que ele tem um longo tempo de residência nesse reservatório. Dividindo-se a entrada anual total (0,9 Gt/ano) pela capacidade de cálcio do oceano (560 mil Gt), obtém-se o tempo de residência de cerca de 600 mil anos.

## O balanço do carbono

O ciclo do carbono envolve quatro reservatórios principais: a atmosfera; o oceano global, incluindo organismos marinhos; a superfície continental, incluindo plantas terrestres e solos; e a litosfera mais profunda (**Figura 15.16**).

Podemos descrever o fluxo de carbono entre esses reservatórios em termos de quatro subciclos básicos. Durante as épocas em que o clima da Terra é estável, cada subciclo pode ser caracterizado por um fluxo constante.

**TROCA DE GASES AR-OCEANO** A troca de $CO_2$ através da interface ar-oceano contribui com uma quantidade aproximada de 90 Gt/ano para o fluxo do carbono. O fluxo por esse subciclo depende de muitos fatores, incluindo as temperaturas do ar e do oceano e a composição da água do mar, mas é particularmente sensível à velocidade do vento, que aumenta a transferência de $CO_2$ por agitar a superfície da água, gerando névoa. O dióxido de carbono dissolvido na água do mar escapa da solução e entra na atmosfera por meio da evaporação da névoa, enquanto o $CO_2$ atmosférico entra no oceano pela dissolução em névoa e chuva ou diretamente através da superfície marinha.

**A FOTOSSÍNTESE E A RESPIRAÇÃO NA BIOSFERA TERRESTRE** O maior dos fluxos de carbono, 120 Gt/ano, resulta da circulação atmosférica de $CO_2$ pelas plantas terrestres e animais por meio da fotossíntese, da respiração e da decomposição. As plantas recebem toda essa quantidade de $CO_2$ durante a fotossíntese e expelem cerca de metade dela de volta para a atmosfera. A outra metade é incorporada aos tecidos das plantas – folhas, madeira e raízes – na forma de carbono orgânico. Os animais comem as plantas e os microrganismos promovem sua decomposição; ambos os processos oxidam os tecidos das plantas e respiram $CO_2$. Grande parte do carbono orgânico liberado por esses processos – aproximadamente três vezes o total da massa vegetal – é armazenada nos solos. Uma pequena fração (cerca de 4 Gt/ano) entra novamente na atmosfera por oxidação direta por meio dos incêndios florestais e outras combustões.

**CARBONO ORGÂNICO DISSOLVIDO** Uma pequena fração de $CO_2$ incorporada nos tecidos das plantas (0,4 Gt/ano) é dissolvida nas águas superficiais e transportada pelos rios até os oceanos, onde é expelida de volta para a atmosfera por organismos marinhos e, por fim, absorvida novamente por plantas por meio da fotossíntese.

**INTEMPERISMO DE CARBONATOS E SILICATOS** O intemperismo das rochas carbonáticas remove cerca de 0,2 Gt de carbono por ano da litosfera e outra quantidade igual, da atmosfera. O $CO_2$ dissolvido na água da chuva forma ácido carbônico, que reage com os carbonatos na rocha, liberando íons carbonatos e bicarbonatos, que são trans-

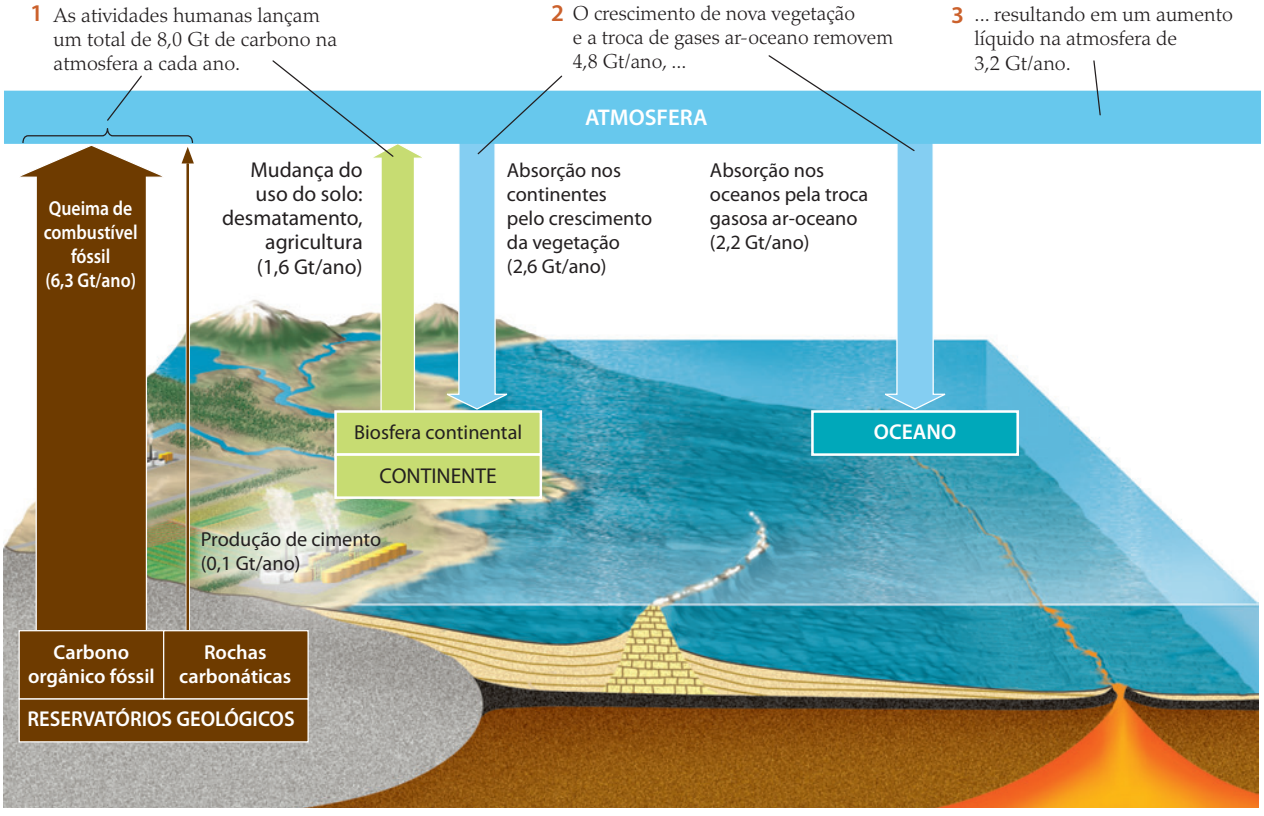



**FIGURA 15.17** ■ Grande parte do $CO_2$ emitido na atmosfera por atividades humanas é absorvida pelos oceanos e pelo crescimento vegetal no continente. O restante fica na atmosfera, aumentando a concentração de $CO_2$. Os fluxos mostrados nesta figura (dados em gigatoneladas por ano) são para 1990-1999. [IPCC, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007]

portados pelos rios até os oceanos. Aqui, os organismos marinhos formadores de conchas invertem a reação do intemperismo, precipitando carbonato de cálcio e lançando uma quantidade equivalente de carbono de volta para a atmosfera como $CO_2$. Esse subciclo ilustra uma maneira pela qual o ciclo do carbono está ligado ao ciclo do cálcio.

Outra ligação desse tipo é por meio do intemperismo de rochas silicáticas, sendo que a maioria delas contém quantidades significativas de cálcio. O intemperismo de silicatos libera cálcio nas águas superficiais, que fluem para o oceano, onde os íons de cálcio se combinam com íons carbonatos para formar carbonato de cálcio, removendo, assim, $CO_2$ da atmosfera. O fluxo de carbono do intemperismo de silicatos é relativamente pequeno (< 0,1 Gt/ano), de modo que, assim como o vulcanismo (que libera volumes menores de $CO_2$ na atmosfera), é comumente desprezado nas considerações de mudança climática de curta duração. Em longo prazo, entretanto, os efeitos do intemperismo de silicatos podem ser substanciais, porque, diferentemente do intemperismo de carbonatos, ele remove $CO_2$ da atmosfera e o armazena, de forma semipermanente, na litosfera. Por exemplo, o soerguimento do Himalaia e do Planalto do Tibete, que começou há cerca de 40 milhões de anos, pode ter aumentado as taxas de intemperismo o suficiente para reduzir o $CO_2$ da atmosfera. Isso pode ter contribuído com o subsequente resfriamento climático que levou a glaciações no Pleistoceno (ver Jornal da Terra 22.1).

## Perturbações humanas no ciclo do carbono

A partir do que já foi analisado, podemos retornar ao destino das emissões antropogênicas de carbono. A **Figura 15.17** mostra o que aconteceu ao carbono que foi adicionado à atmosfera por atividades humanas durante a década de 1990. Somente 40% do total (3,2 Gt/ano) ficaram na atmosfera como $CO_2$. O restante, em uma quantidade aproximadamente igual, foi absorvido pelos oceanos (2,2 Gt/ano) e pela superfície continental (2,6 Gt/ano). Por meio do ciclo do carbono, a hidrosfera e a litosfera estiveram nitidamente fazendo sua parte na absorção de nossas emissões cada vez maiores de carbono!

Embora essa remoção de carbono da atmosfera atue para reduzir o índice de aquecimento global – algo bom, sem dúvida – seus efeitos sobre a vida marinha são particularmente negativos. O $CO_2$ antropogênico, ao ser absorvido pelos oceanos, vai tornando a água do mar mais ácida. Essa acidificação oceânica está aumentando a solubilidade do cálcio na água, dificultando que os principais organismos marinhos formem conchas e esqueletos de carbonato de cálcio (ver Figura 15.13). Estudos recentes mostraram que os recifes de coral já estão em apuros

**FIGURA 15.18** ■ Organismos marinhos que formam suas conchas e esqueletos pela precipitação de carbonato de cálcio, como estes corais na Grande Barreira de Corais da Austrália, estão ameaçados pela acidificação oceânica. [Direitos autorais 2004 Richard Ling]

(**Figura 15.18**) e, se a tendência atual continuar, a acidificação oceânica pode começar a exterminar certos tipos de organismos marinhos nas próximas décadas.

O que acontecerá em terra é menos evidente. Na verdade, exatamente o que está ocorrendo ao enorme volume de dióxido de carbono extraído da atmosfera por plantas terrestres tem sido um verdadeiro enigma (ver Geologia na Prática).

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Onde está o carbono perdido?

Entender como os humanos estão mudando o ciclo do carbono é uma das questões mais urgentes da ciência terrestre atualmente, porque possui a chave para aprender a lidar com a mudança global antropogênica. Pode-se ver, na Figura 15.17, que, das 8,0 Gt/ano de emissões antropogênicas de carbono na década de 1990, 2,6 Gt/ano – cerca de um terço – foram absorvidas na superfície terrestre. A fotossíntese e a respiração vegetal dominaram inteiramente a troca de $CO_2$ entre a atmosfera e a superfície terrestre, portanto um aumento na taxa de fotossíntese por plantas terrestres deve nitidamente ser a causa. Mas onde, na Terra, isso está acontecendo? Tem sido tão difícil responder a essa questão que, há anos, os cientistas a chamam de problema do "carbono perdido". A resposta tem mais do que apenas interesse acadêmico, porque futuros tratados nos quais as nações concordem em regular suas emissões de carbono precisarão levar em consideração todas as fontes e sumidouros de carbono dentro das fronteiras de cada país.

A mudança no uso da terra pelos humanos, como o desmatamento da Amazônia para criar novas terras de cultivo, pode ser monitorada por satélites, por isso é possível estimar sua contribuição às emissões antropogênicas de carbono a partir de pesquisas detalhadas.[4] Para a década de 1990, o melhor valor que se pode estimar desse fluxo de carbono é 1,6 Gt/ano, quase todo oriundo do desmatamento tropical. Contudo, é muito difícil medir o fluxo total de carbono entre a atmosfera e a superfície terrestre diretamente, mesmo em regiões monitoradas de perto. Portanto, os cientistas devem recorrer a estimativas indiretas e baseadas em modelos.

Um lugar óbvio para procurar o sumidouro de carbono perdido são as florestas do mundo, que representam quase metade da absorção anual terrestre de $CO_2$ por fotossíntese. As florestas são classificadas de acordo com a temperatura média anual em que crescem: boreal (–5 a 5°C), temperada (5 a 20°C) ou tropical (20 a 30°C). Sabe-se que as mudanças nas florestas boreais representam apenas uma pequena fração do carbono perdido, então a competição está entre as florestas temperadas e tropicais.

Modelos desenvolvidos há cerca de cinco anos sugeriram que a maioria do carbono perdido, talvez até 2,1 Gt/ano, estava sendo absorvida pelas florestas tropicais do Hemisfério Norte. Levantou-se a hipótese de que o sumidouro de carbono perdido era basicamente o reflorestamento de terras de cultivo abandonadas quando métodos agrícolas e de irrigação mais eficientes possibilitaram que o alimento fosse cultivado em pradarias e outras regiões áridas – o reflorestamento do leste da América do Norte à medida que a agricultura se moveu para o oeste é um exemplo. Se esses modelos estiverem corretos, então

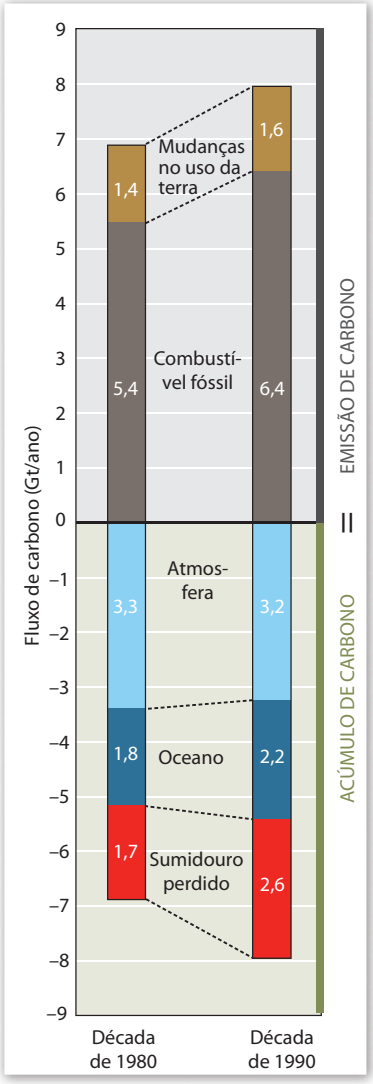
Emissões devidas ao desmatamento e a outras mudanças no uso da terra aumentaram em 0,2 Gt/ano da década de 1980 para a de 1990, ...

...e as emissões de combustível fóssil aumentaram 1,0 Gt/ano.

O acúmulo de carbono atmosférico, na verdade, *diminuiu* aproximadamente 0,1 Gt/ano entre a década de 1980 e a de 1990, ...

...e o acúmulo oceânico de carbono aumentou apenas 0,4 Gt/ano.

Portanto, o balanço entre o acúmulo e as emissões exigiu um aumento de 0,9 Gt/ano do "sumidouro perdido".




Comparação do equilíbrio de carbono global para as décadas de 1980-1989 e 1990-1999. O acúmulo do sumidouro perdido aumentou de 1,7 Gt/ano na década de 1980 para 2,6 Gt/ano na de 1990, ao passo que o acúmulo na atmosfera diminuiu em 0,1 Gt/ano durante o mesmo período. [IPCC, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007]

o crescimento de florestas tropicais representaria somente uma pequena fração do carbono perdido:

| sumidouro de carbono perdido (2,6 Gt/ano) | = | crescimento de florestas temperadas (2,1 Gt/ano) | + | crescimento de florestas tropicais (0,5 Gt/ano) |
|---|---|---|---|---|

Porém, novos dados indicam que o crescimento das florestas tropicais contribui três vezes mais do que essa estimativa, e o das florestas temperadas igualmente menos, modificando o equilíbrio para

| sumidouro de carbono perdido (2,6 Gt/ano) | = | crescimento de florestas temperadas (1,1 Gt/ano) | + | crescimento de florestas tropicais (1,5 Gt/ano) |
|---|---|---|---|---|

Esse novo modelo sugere que o crescimento das florestas tropicais (1,5 Gt/ano) está quase inteiramente compensando o desmatamento tropical (1,6 Gt/ano).

A figura anterior compara o equilíbrio de carbono global estimado para a década de 1980 com o da década de 1990. Em uma década, o total de emissões antropogênicas de carbono subiu de uma média de 6,8 para 8,0 Gt/ano, mas a taxa de acúmulo de carbono na atmosfera foi reduzida de 3,3 para 3,2 Gt/ano, basicamente porque a taxa anual de acúmulo de carbono no sumidouro perdido parece ter saltado em aproximadamente 0,9 Gt/ano. Os cientistas ainda não entendem por quê.

Embora haja progresso, o problema do carbono perdido está longe de ser solucionado. Em razão de dificuldades de medição, todas as estimativas sobre onde o carbono está se acumulando apresentam incertezas grandes (±50% ou mais); portanto, mais pesquisas são necessárias para confirmar os números. Apesar disso, essas estimativas demonstram a importância de nossas florestas como sumidouros de carbono, além de suscitarem importantes questões políticas sobre como devem ser gerenciadas. Por exemplo, quanto "crédito de carbono" nações como os Estados Unidos e o Brasil devem receber pelo carbono absorvido por suas florestas? Tais questões serão relevantes na negociação de tratados internacionais para lidar com a mudança global antropogênica.

***PROBLEMA EXTRA:*** De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas, as emissões antropogênicas de carbono da queima de combustível fóssil e produção de cimento aumentaram de uma média de 6,4 Gt/ano em 1990-1999 para 7,2 Gt/ano em 2000-2005, enquanto o fluxo resultante de carbono entre a atmosfera e os oceanos permaneceu constante (2,2 Gt/ano) e o fluxo resultante entre a atmosfera e a superfície terrestre (que inclui emissões devidas a mudanças no uso da terra, bem como o sumidouro do carbono perdido) diminuiu de 1,0 para 0,9 Gt/ano. O que esses números indicam sobre o acúmulo de carbono na atmosfera?

## O aquecimento do século XX: a impressão digital da mudança global antropogênica

Como sabemos que o clima da Terra está mudando ou que as mudanças resultam de nossas próprias atividades? Os humanos vêm monitorando as temperaturas globais há algum tempo. O aparelho mais básico para medição climática, o termômetro, foi inventado no início do século XVII, e Daniel Fahrenheit configurou a primeira escala padrão de temperatura em 1724. Por volta de 1880, as temperaturas ao redor do mundo estavam sendo registradas por um número suficiente de estações meteorológicas em terra e em navios para permitir estimativas precisas da média anual da temperatura da superfície terrestre.

Embora a média anual da temperatura superficial flutue substancialmente de ano para ano e de década para década, a tendência geral tem sido ascendente (**Figura 15.19**). Entre o final do século XIX e o início do XXI, a temperatura média da superfície terrestre subiu cerca de 0,6°C (Figura 15.19a). Esse aumento é chamado de **aquecimento do século XX**.

A maior parte do aquecimento do século XX ocorreu na segunda metade do século. A **Figura 15.20** é um mapa das diferenças de temperatura média entre dois períodos de tempo, 1940-1980 e 1995-2004. A média global de temperatura superficial aumentou em 0,42°C, mas as mudanças não foram geograficamente uniformes: elas foram maiores do que essa média sobre a superfície terrestre e menores sobre os oceanos. Sobretudo, pode-se ver que o aumento de temperatura observado em regiões amplas dos continentes setentrionais excedeu 1°C.

Sabemos que os humanos são os responsáveis pelo aumento de $CO_2$ na atmosfera porque os isótopos de carbono dos combustíveis fósseis têm uma assinatura distinta que precisamente se iguala à mudança da composição isotópica do carbono atmosférico. Mas como podemos ter certeza de que o aquecimento do século XX foi uma consequência direta do aumento de $CO_2$ – isto é, um resultado da *intensificação do efeito estufa* – e não de certas mudanças fortuitas associadas com a variabilidade climática natural? Essa questão está no centro da controvérsia sobre o aquecimento global.

Atualmente, a maioria dos especialistas em clima da Terra está convencida de que o aquecimento do século XX foi em parte induzido pelas atividades humanas e prosseguirá no século XXI à medida que as atividades humanas continuarem a elevar as concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera. Eles embasaram sua análise em duas linhas principais de raciocínio: o registro da mudança climática e o entendimento de como funciona o sistema do clima.

O aquecimento do século XX situa-se dentro dos limites das variações de temperatura que têm sido inferidas

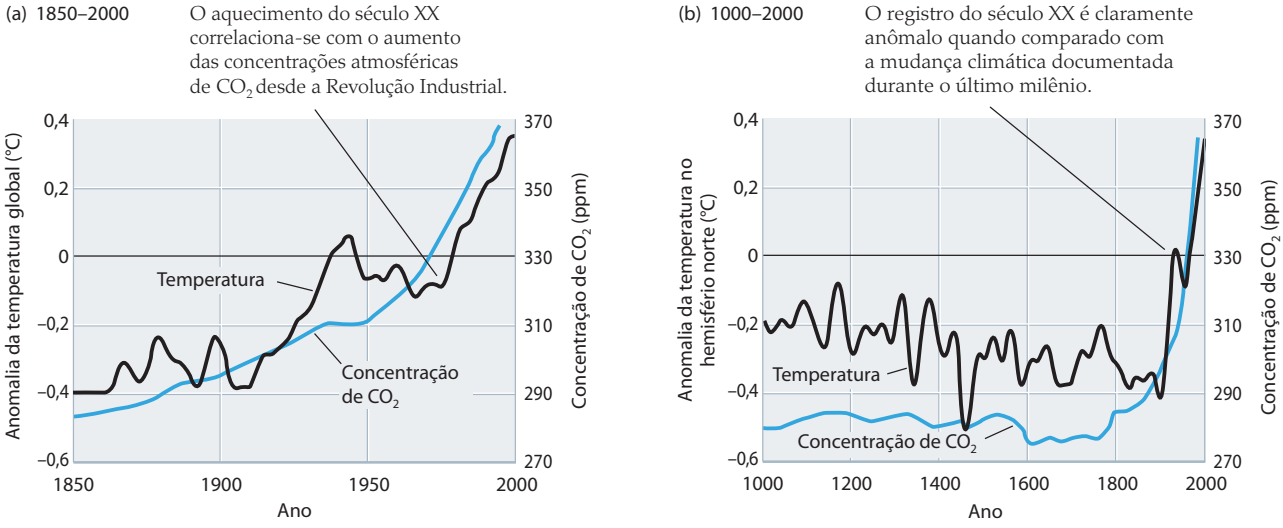



**FIGURA 15.19** ■ Uma comparação entre anomalias da média anual de temperatura superficial (linhas pretas) e concentrações atmosféricas de $CO_2$ (linhas azuis) mostra uma recente tendência de aquecimento que está correlacionada a aumentos das concentrações atmosféricas de $CO_2$. (a) Anomalias da média anual de temperatura superficial, calculadas a partir de medições com termômetros, e concentrações de $CO_2$ entre 1850 e 2000. (b) Anomalias da média anual de temperatura superficial para o Hemisfério Norte, estimadas a partir de anéis de árvores, testemunhos de gelo e outros indicadores climáticos, e concentrações atmosféricas de $CO_2$ para o último milênio. Nas duas figuras, a anomalia de temperatura é definida como a diferença entre a temperatura observada e a média de temperatura para o período de 1961-1990. [IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis.* Cambridge: Cambridge University Press, 2001]

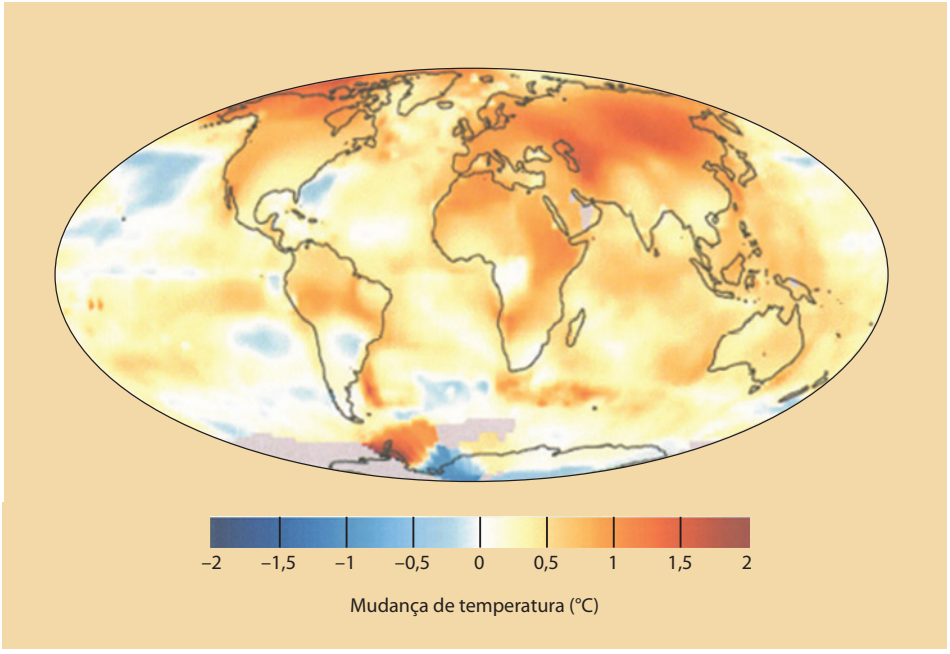



**FIGURA 15.20** ■ Diferenças entre médias de temperaturas superficiais medidas durante o período de 1995-2004 e medidas no mesmo local entre 1940-1980 (período de referência). [NASA/Goddard Institute for Space Studies]

**FIGURA 15.21** ■ O glaciologista Lonnie Thompson a uma altitude de 5.300 m na Geleira Dasuopu, no Tibete. Testemunhos de gelo nesta geleira fornecem evidências de aquecimento global anormal durante o século XX. [Lonnie Thompson/Byrd Polar Research Center/Ohio State University]

para o Holoceno. Na verdade, as temperaturas médias em muitas regiões do mundo foram provavelmente mais quentes de 10 mil a 8 mil anos atrás do que são hoje. Entretanto, o registro do século XX é claramente anômalo quando comparado com o padrão e a taxa de mudança climática documentada durante o último milênio. Embora medições diretas de temperatura não estejam disponíveis antes do século XIX, indicadores climáticos como anéis de crescimento de plantas e testemunhos de gelo possibilitaram aos climatólogos reconstruírem um registro de temperatura para o Hemisfério Norte durante aquele período (Figura 15.19b). Esse registro mostra um resfriamento global irregular, mas constante de aproximadamente 0,2°C nos nove séculos entre 1000 e 1900. Ele também mostra que as flutuações das temperaturas médias durante qualquer um desses séculos foi menor que alguns décimos de grau.

O segundo argumento, e para muitos cientistas o mais persuasivo de todos, deriva da coincidência entre o padrão observado de aquecimento e o padrão previsto pelos melhores modelos de sistemas climáticos. Os modelos que incluem mudanças nos gases de efeito estufa atmosféricos não somente reproduzem o aquecimento do século XX como reproduzem o padrão de mudança de temperatura tanto geograficamente como em relação à altitude da atmosfera – o que alguns cientistas têm chamado de"impressão digital"da intensificação do efeito estufa. Por exemplo, esses modelos predizem que, à medida que o aquecimento global ocorrer, as baixas temperaturas superficiais da noite podem aumentar mais rapidamente que as altas temperaturas do dia, reduzindo, assim, a variação diária de temperatura. Os dados climáticos do último século confirmam essa predição.

Outra impressão digital do aquecimento global foram as mudanças vistas em geleiras de montanhas em baixas latitudes. Geleiras encontradas acima de 5.000 m na África, na América do Sul e no Tibete (**Figura 15.21**) encolheram nos últimos 100 anos, uma observação que também é consistente com as previsões dos modelos climáticos.

Como foi enfatizado anteriormente neste capítulo, aspectos pouco entendidos do sistema climático podem introduzir erros substanciais nas predições do modelo do clima. Todavia, a consistência entre as tendências medidas e os princípios físicos da intensificação do efeito estufa dá poderoso suporte à hipótese de que nós mesmos somos os agentes responsáveis pelo recente aquecimento global. Discutiremos o aquecimento global ainda mais e analisaremos os problemas que ele causa à sociedade no Capítulo 23.

## RESUMO

***O que é o sistema do clima?*** O sistema do clima inclui todas as partes da Terra e todas as interações entre esses componentes necessárias para descrever como o clima se comporta no tempo e no espaço. Os principais componentes do sistema climático são a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a litosfera e a biosfera. Cada componente exerce um papel diferente no sistema do clima, dependendo de sua capacidade de armazenar e transportar energia.

***O que é o efeito estufa?*** Quando a superfície terrestre é aquecida pelo Sol, ela irradia calor de volta para a atmosfera. O dióxido de carbono e outros gases de efeito estufa absorvem parte dessa radiação infravermelha e a irradiam para todas as direções, inclusive para a superfície da Terra. Dessa maneira, a atmosfera armazena calor, como um vidro em uma estufa.

***Como o clima da Terra mudou ao longo do tempo?*** As variações naturais do clima ocorrem em um amplo intervalo de escalas, tanto no tempo como no espaço. Algumas resultam de fatores externos ao sistema do clima, como a forçante solar e as mudanças na distribuição das massas continentais pela deriva dos continentes. Outras resultam das variações internas do próprio sistema climático. Variações climáticas de curta duração incluem a Oscilação Meridional-El Niño. Variações climáticas de longa duração são exemplificadas pelos ciclos glaciais do Pleistoceno, durante os quais as temperaturas superficiais mudaram até 6-8°C.

***O que são as idades do gelo e quais são suas causas?*** Estudos de razões entre isótopos de oxigênio em sedimentos marinhos e em testemunhos de gelo glacial demonstram que houve várias idades do gelo durante o Pleistoceno. Cada idade do gelo envolveu uma transferência gigantesca de água da hidrosfera para a criosfera, resultando em expansão das geleiras e diminuição do nível do mar. A explicação mais aceita para esses ciclos glaciais é o efeito dos ciclos de Milankovitch. Essas pequenas variações periódicas no movimento da Terra no sistema solar altera a quantidade de radiação solar recebida pela superfície terrestre. Tais variações foram amplificadas por retroalimentações positivas envolvendo concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa. O resfriamento global que iniciou os ciclos glaciais do Pleistoceno pode ter resultado de movimentos continentais que mudaram os padrões de circulação oceânica.

***O que são os ciclos geoquímicos?*** Os ciclos geoquímicos são fluxos de elementos químicos de um componente do sistema Terra para outro. A atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a litosfera e a biosfera atuam como reservatórios geoquímicos e estão ligados por processos que transportam elementos entre eles. Se o reservatório está em estado de equilíbrio, a entrada equipara-se à saída e o tempo de residência pode ser calculado como a quantidade total do elemento no reservatório dividida pela entrada.

***O que é o ciclo do carbono?*** O ciclo do carbono é o fluxo do carbono entre seus quatro reservatórios principais: a atmosfera, a litosfera, os oceanos e a biosfera terrestre. Os principais fluxos de carbono entre esses reservatórios incluem troca gasosa entre a atmosfera e o oceano; o movimento do dióxido de carbono entre a biosfera e a atmosfera por meio da fotossíntese, respiração e oxidação direta; o transporte de carbono orgânico dissolvido nas águas de superfície para o oceano; e o intemperismo e precipitação de carbonato de cálcio.

***Quais são os efeitos das emissões antropogênicas de carbono?*** As emissões humanas de carbono estão intensificando o efeito estufa pelo aumento da concentração de dióxido de carbono na atmosfera. Parte desse dióxido de carbono dissolve-se nos oceanos, onde se combina com a água para formar ácido carbônico. Essa acidificação oceânica age para aumentar a concentração de íons bicarbonatos às custas de íons carbonatos, dificultando a precipitação de conchas e esqueletos de carbonato de cálcio por organismos marinhos.

***O aquecimento do século XX foi causado pelas atividades humanas?*** O aumento observado de cerca de 0,6°C na temperatura superficial média da Terra durante o século XX correlaciona-se com o significativo aumento do $CO_2$ atmosférico e de outros gases de efeito estufa. As mudanças nas razões entre isótopos de carbono atmosférico mostram que grande parte dele está sendo produzido pela queima de combustível fóssil. A maioria dos especialistas em clima da Terra está atualmente convencida de que o aquecimento do século XX foi em parte induzido pela ação humana e que continuará no século XXI à medida que os níveis de gases de efeito estufa atmosféricos continuarem a subir.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

acidificação oceânica (p. 427)
albedo (p. 417)
aquecimento do século XX (p. 433)
ciclo de Milankovitch (p. 423)
ciclo do carbono (p. 426)
ciclo geoquímico (p. 426)
ciclo glacial (p. 421)
circulação termo-halina (p. 414)
efeito estufa (p. 417)
El Niño (p. 420)
ENSO (p. 420)
estratosfera (p. 412)
forçante solar (p. 412)
gás de efeito estufa (p. 417)
idade do gelo (p. 421)
modelo do clima (p. 419)
período interglacial (p. 421)
reservatório geoquímico (p. 426)
retroalimentação negativa (p. 418)
retroalimentação positiva (p. 418)
tempo de residência (p. 426)
troposfera (p. 412)

## EXERCÍCIOS

1. O que é um gás de efeito estufa e como ele afeta o clima da Terra?
2. Por que é errado afirmar que os gases de efeito estufa inibem o escape da energia do calor para o espaço exterior?
3. A partir da informação apresentada na Figura 15.16, estime o tempo de residência do dióxido de carbono (a) no oceano e (b) na atmosfera.
4. Na década de 1990, as emissões de carbono na atmosfera da queima de combustível fóssil e de outras atividades industriais tiveram média aproximada de 6,4 Gt/ano, quase toda na forma de dióxido de carbono. Qual foi a massa de dióxido de carbono emitida?
5. Cite três causas da mudança do clima que resultam dos processos da tectônica de placas.
6. Qual é o papel das geleiras continentais na variação climática?
7. Que informações sobre os ciclos glaciais foram obtidas pelo estudo dos testemunhos de gelo?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Dê um exemplo de uma retroalimentação positiva e de uma negativa no sistema do clima não apresentadas neste capítulo.
2. Os ciclos de Milankovitch explicam completamente o aquecimento e o resfriamento do clima global durante os ciclos glaciais do Pleistoceno?
3. Como o ciclo do cálcio seria afetado por um aumento global do intemperismo químico?
4. Desenhe um diagrama simples do ciclo geoquímico para o sódio, que é encontrado em evaporitos marinhos (halita) e em argilominerais, bem como dissolvido na água do mar.
5. Como teria sido o ciclo do carbono depois que a vida o originou, mas antes do advento da fotossíntese?
6. Se as atividades humanas continuarem a bombear $CO_2$ para a atmosfera a uma taxa de crescimento uniforme e a Terra se aquecer significativamente nos próximos cem anos, como isso poderia afetar o ciclo global do carbono?
7. Por que os cientistas estão razoavelmente seguros de que a maior parte do aquecimento de século XX deveu-se a mudanças no sistema do clima causadas por atividades humanas?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Os autores expressam, por razões didáticas, uma visão deveras otimista e simplista da atividade humana. O gigantesco sistema humano, ao mesmo tempo cultural, econômico e social-político, tem prazos mais longos do que desejaríamos para responder aos efeitos das mudanças climáticas.

[2] Nos Estados Unidos, grande parte dos fogões domésticos é elétrica, o que não acontece no Brasil. Pode-se pensar em uma barra de soldador que, aquecida, emite luz laranja; ou na resistência de um aquecedor elétrico.

[3] Em inglês, ENSO é a sigla de *El Niño-Southern Oscilation*.

[4] No Brasil, o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) monitora, por meio da Coordenação Geral de Observação da Terra, o desmatamento da Amazônia. Os dados estão disponíveis no sítio eletrônico: www.obt.inpe.br/prodes/.

# 16

# Intemperismo, Erosão e Dispersão de Massa: Interações entre os Sistemas do Clima e da Tectônica de Placas


Intemperismo, erosão, dispersão de massa e o ciclo das rochas ■ 440
Controles do intemperismo ■ 440
Intemperismo químico ■ 442
Intemperismo físico ■ 447
Solos: o resíduo do intemperismo ■ 450
Dispersão de massa ■ 452
Classificação dos movimentos de massa ■ 459
Para entender a origem dos movimentos de massa ■ 465


Todas as rochas – mesmo aquelas que, por serem muito duras, parecerem indestrutíveis –, assim como automóveis antigos que enferrujam e jornais velhos que ficam amarelados, também podem enfraquecer-se e esfacelar-se quando expostas à água e aos gases da atmosfera. Entretanto, diferentemente dos automóveis e dos jornais, as rochas podem levar milhares de anos para se deteriorar.

Neste capítulo, examinaremos de perto três processos geológicos que fragmentam as rochas e transportam os produtos por distâncias curtas: o intemperismo, a erosão e a dispersão de massa. Esses três processos resultam de interações entre os sistemas do clima e da tectônica de placas.

Em 1° de junho de 2005, diversas residências foram destruídas após deslizarem por uma colina encharcada pela chuva próxima ao Cânion Bluebird, em Laguna Beach, Califórnia (EUA). [Steven Georges/Long Beach Press-Telegram/CORBIS]

O intemperismo[1] é o primeiro passo no aplainamento de montanhas que foram soerguidas por processos da tectônica de placas. Mesmo à medida que as montanhas estão sendo soerguidas, a decomposição química e a fragmentação física, juntamente com a chuva, o vento, o gelo e a neve, desgastam essas regiões. A erosão e a dispersão de massa são o conjunto de processos que desagregam e transportam solo e rochas morro abaixo ou na direção do vento. A *erosão* geralmente refere-se a processos que movem materiais terrestres grão a grão. A *dispersão de massa* refere-se aos processos que fazem com que grandes massas de material entrem em colapso e movam-se morro abaixo. Os dois processos transportam o material alterado de sua origem, expondo novas porções de rocha fresca e inalterada ao intemperismo.

## Intemperismo, erosão, dispersão de massa e o ciclo das rochas

O *intemperismo*, como vimos no Capítulo 5, é o processo geral pelo qual as rochas são destruídas na superfície da Terra. O intemperismo produz todas as argilas,[2] todos os solos e as substâncias dissolvidas e carregadas pelos rios para os oceanos. O *intemperismo químico* ocorre quando os minerais de uma rocha são quimicamente alterados ou dissolvidos. O *intemperismo físico* ocorre quando a rocha sólida é fragmentada por processos mecânicos que não mudam sua composição química. Os intemperismos químico e físico reforçam-se mutuamente. O intemperismo químico deteriora as rochas e torna-as mais suscetíveis ao intemperismo físico. Quanto menores os blocos produzidos pelo intemperismo físico, tanto maior a superfície disponível para a ação do intemperismo químico.

Assim que o intemperismo reduz as rochas a partículas, elas podem acumular-se como solo ou ser removidas por erosão, transportadas e depositadas em outro local na forma de sedimentos. A *erosão* é o processo pelo qual as partículas produzidas por intemperismo são deslocadas e removidas de sua origem, geralmente por meio de correntes de água e ar. A erosão move as partículas de encostas de colinas para os pontos de partida de canais de corrente. A **dispersão de massa** inclui todos os processos pelos quais materiais terrestres alterados ou não por intemperismo movem-se encosta abaixo em grandes volumes e em grandes eventos isolados, geralmente sob a influência da gravidade. Os produtos da dispersão de massa – partículas liberadas por intemperismo e grandes massas de rochas inalteradas – também são transportados para os pontos de partida de canais de corrente. Uma vez que esses materiais atingem canais de corrente, correntes e rios podem transportá-los de modo eficiente ainda mais para baixo do morro, talvez através de continentes e até o oceano. O transporte de sedimentos por correntes, de suas áreas de origem em montanhas até seus sumidouros nos oceanos mundiais, será abordado em maior detalhe no Capítulo 18.

O intemperismo é um dos principais processos do ciclo das rochas. Ele modela a topografia da superfície terrestre e altera os materiais rochosos, convertendo todos os tipos de rochas em sedimentos e formando solos. As seções iniciais deste capítulo enfatizarão o intemperismo químico porque ele é, de alguma maneira, o fator controlador de todo o processo. Por exemplo, os efeitos do intemperismo físico, que serão examinados mais adiante, dependem largamente da decomposição química de minerais. Antes de aprofundar ainda mais o assunto, porém, examinaremos os fatores controladores do intemperismo.

## Controles do intemperismo

Todas as rochas alteram-se, mas a maneira como e a taxa a que isso ocorre são variáveis. Os quatro fatores que controlam o intemperismo são as propriedades da rocha-matriz, o clima, a presença ou a ausência de solo e o tempo de exposição das rochas à atmosfera. Esses quatro fatores estão sumarizados no Quadro 16.1.

### As propriedades da rocha-matriz

A mineralogia e a estrutura cristalina da rocha-matriz afetam o intemperismo porque os minerais alteram-se com taxas diferentes e a estrutura cristalina das rochas influencia sua suscetibilidade de fraturar-se e fragmentar-se. Inscrições em lápides antigas oferecem boas evidências da variação das taxas em que as rochas se alteram. As letras recém-esculpidas em uma lápide apresentam-se bem nítidas em relação à superfície polida de inscrição. Entretanto, após centenas de anos de exposição em um clima de chuvas moderadas, a superfície polida da lápide de calcário estará fosca e as letras inscritas terão quase se dissolvido, da mesma forma que o nome inscrito em uma barra de sabão desaparece logo depois de pouco uso (**Figura 16.1**). Por outro lado, a ardósia ou o granito mostrarão somente algumas poucas mudanças. As diferenças entre a alteração da ardósia e a do calcário resultam das distintas composições mineralógicas dessas rochas. Entretanto, depois de certo tempo, mesmo uma rocha com mais resistência inevitavelmente decompor-se-á. Após centenas de anos, o monumento de granito também será consideravelmente alterado e apresentará uma superfície opaca e letras esmaecidas.

**QUADRO 16.1 Principais fatores controladores das taxas de intemperismo**

| | Taxa de intemperismo: Lenta → Rápida | | |
|---|---|---|---|
| PROPRIEDADES DA ROCHA-MATRIZ | | | |
| Solubilidade do mineral na água | Baixa (p. ex., quartzo) | Moderada (p. ex., piroxênio e feldspato) | Alta (p. ex., calcita) |
| Estrutura da rocha | Maciça | Algumas zonas de fraqueza | Muito fraturada ou acamamento muito delgado |
| CLIMA | | | |
| Chuva | Baixa | Moderada | Alta |
| Temperatura | Fria | Temperada | Quente |
| PRESENÇA OU AUSÊNCIA DE SOLO E VEGETAÇÃO | | | |
| Espessura do perfil de solo | Nenhuma – rocha exposta | Fina a moderada | Espessa |
| Conteúdo orgânico | Baixo | Moderado | Alto |
| TEMPO DE EXPOSIÇÃO | Curto | Moderado | Longo |

## Clima: chuva e temperatura

As taxas de intemperismo químico e físico não variam apenas de acordo com as propriedades da rocha-matriz, mas também com o clima – sobretudo a temperatura e o volume de chuva – onde a rocha-matriz está localizada. Altas temperaturas e chuvas intensas promovem o intemperismo químico mais rápido; o frio e a aridez desaceleram esse processo. Em climas frios, a água não pode dissolver os minerais porque está congelada. Em climas áridos, ela está relativamente ausente.

De outro modo, climas que minimizam o intemperismo químico podem acentuar o intemperismo físico. Por exemplo, a água congelada pode atuar como uma cunha, abrindo fissuras em rochas. Em climas temperados, a alternância entre congelamento e degelo que acompanha as mudanças de temperatura causa contração e expansão das rochas, ajudando a fragmentá-las.

**FIGURA 16.1** ■ Lápides sepulcrais do início do século XIX, em Wellfleet, Massachusetts (EUA), mostram os resultados do intemperismo químico. A rocha à direita é um calcário e está tão alterada que suas inscrições ficaram ilegíveis. A rocha à esquerda é ardósia, a qual mantém a legibilidade de suas inscrições sob as mesmas condições da outra lápide. [Cortesia de Raymond Siever]

## Presença ou ausência de solo

Embora o solo seja ele próprio um produto do intemperismo, sua presença ou ausência pode afetar o intemperismo químico e físico dos materiais. A produção do solo é um processo de *retroalimentação positiva* – isto é, o produto do processo impulsiona o próprio processo. Uma vez iniciada a formação do solo, ele funciona como um agente geológico que acelera a alteração da rocha. O solo retém a água da chuva e hospeda diversos vegetais, bactérias e outros organismos. O metabolismo desses organismos gera um ambiente ácido, que, juntamente com a umidade, promove o intemperismo químico. Raízes de plantas e cavidades feitas por organismos no solo promovem o intemperismo físico, pois ajudam a criar fraturas na rocha. O intemperismo químico e físico, por sua vez, leva à formação de mais solo.

## Tempo de exposição

Quanto maior o tempo de alteração de uma rocha, maior sua decomposição química, mais forte sua dissolução e mais intensa sua desagregação física. As rochas que têm sido expostas na superfície terrestre por alguns milhares de anos formam um *manto* de intemperismo – uma capa externa de material alterado com espessura variando desde alguns milímetros até muitos centímetros – que envolve a rocha sã e inalterada. Em climas secos, alguns mantos desenvolvem-se lentamente, com taxas de 0,006 mm por mil anos.

Agora que examinamos os fatores que controlam as taxas de intemperismo, podemos considerar os dois tipos de intemperismo, o químico e o físico em maior detalhe.

# Intemperismo químico

As rochas alteram-se quimicamente quando seus constituintes minerais reagem com o ar e a água. Nessas reações químicas, alguns minerais dissolvem-se. Outros se combinam com a água e alguns componentes da atmosfera, como o oxigênio e o gás carbônico, formando minerais novos. Iniciaremos nossa investigação pelo exame da alteração química do feldspato, o mineral mais abundante da crosta da Terra.

## O papel da água no intemperismo do feldspato e de outros silicatos

O feldspato é um dos muitos silicatos que se alteram por reações químicas para formar argilominerais. O comportamento do feldspato durante o intemperismo ajuda-nos a entender de maneira geral o processo de alteração, por duas razões:

1. O feldspato é um mineral-chave em muitas rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, além de ser um dos minerais mais abundantes da crosta terrestre.
2. Os processos químicos que provocam a alteração do feldspato são os mesmos que causam a alteração de outros tipos de minerais.

O feldspato é um componente do granito, que, como já vimos, é composto de diversos minerais distintos, que se decompõem com taxas diferentes. Em uma amostra de granito são, a rocha é dura e sólida porque uma rede de ligação intergranular mantém os cristais de quartzo, feldspato e outros firmemente juntos. Quando o feldspato é alterado para uma argila com fraca aderência, a rede intergranular torna-se debilitada e os grãos minerais são separados (**Figura 16.2**). Nesse exemplo, o intemperismo químico, por meio da produção de argila, também contribui para o intemperismo físico, pois a rocha passa a fragmentar-se mais facilmente pelo alargamento das fissuras nos bordos dos minerais.

A argila de cor branca a creme produzida pela alteração do feldspato é a **caulinita**, cujo nome deriva de Gaoling, um morro situado no sudoeste da China, de onde ela foi extraída pela primeira vez. Os artesãos chineses utilizavam-na pura, como matéria-prima na pro-

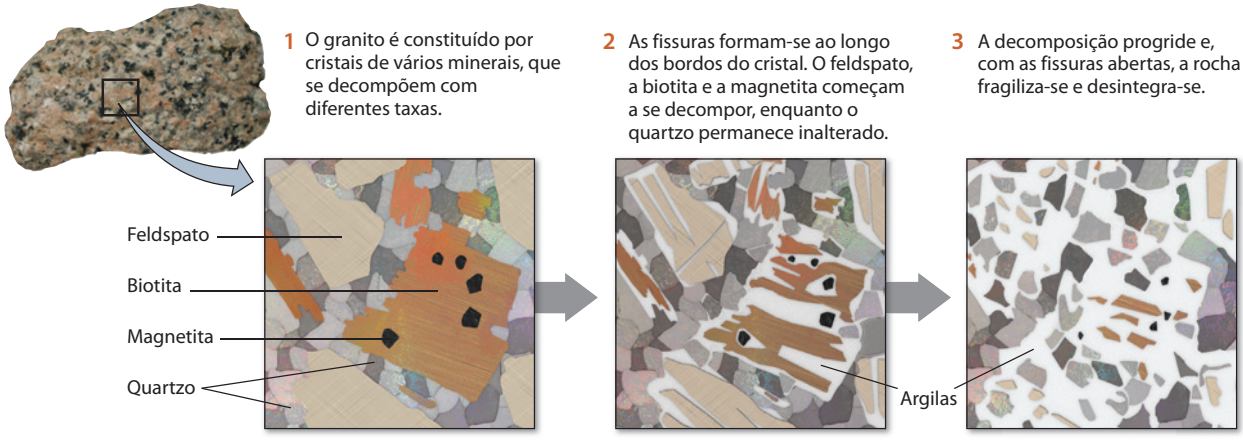



**FIGURA 16.2** ■ Vistas microscópicas diagramáticas dos estágios de desintegração do granito.
[Foto de John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

dução de cerâmica, muitos séculos antes de os europeus apropriarem-se dessa ideia no século XVIII.

Somente em climas áridos muito rigorosos de alguns desertos e regiões polares o feldspato mantém-se inalterado. Essa observação aponta a água como sendo o elemento essencial das reações químicas pelas quais o feldspato se transforma em caulinita. Esse argilomineral é um silicato de alumínio hidratado. Na reação em que a caulinita é produzida, o feldspato sólido sofre *hidrólise* (uma reação de decomposição envolvendo a água; *hydro* significa "água" e *lysis* significa "afrouxar, deslocar a aderência"). O feldspato é fragmentado e perde vários componentes químicos, enquanto a caulinita ganha água.

A única parte de um sólido que reage com um fluido é sua superfície; portanto, à medida que se aumenta a área da superfície do sólido, acelera-se a reação. Por exemplo, quando grãos de café são moídos em partículas cada vez mais finas, aumenta-se a razão entre a área de superfície e o volume. Quanto mais finos os grãos são moídos, mais rápida será a reação com a água, e mais forte será a mistura. De modo análogo, quanto menor os fragmentos de minerais e rochas, maior a área de superfície. A razão entre área de superfície e volume aumenta bastante à medida que o tamanho médio da partícula diminui, conforme mostrado na **Figura 16.3**.

## Dióxido de carbono, intemperismo e sistema do clima

O dióxido de carbono, como a água, está envolvido nas reações químicas do intemperismo. Dessa forma, a variação da concentração de $CO_2$ na atmosfera leva a uma variação correspondente na taxa de intemperismo (**Figura 16.4**). Por exemplo, níveis mais altos de concentração de $CO_2$ na atmosfera causam níveis mais altos também no solo, aumentando a taxa de intemperismo. Como vimos no Capítulo 15, o aumento de $CO_2$ atmosférico, um gás de efeito estufa, torna o clima da Terra mais quente e, assim, influencia o intemperismo. O intemperismo de rochas ricas em cálcio, por sua vez, remove $CO_2$ da atmosfera, tornando o clima global mais frio. Dessa forma, o intemperismo químico está relacionado com os sistemas da tectônica de placas e do clima. À medida que mais e mais $CO_2$ é consumido, acarretando esfriamento do clima, novamente há um decréscimo do intemperismo. À medida que o intemperismo diminui, a quantidade de $CO_2$ na atmosfera volta a aumentar e o clima aquece-se de novo, completando-se o ciclo.

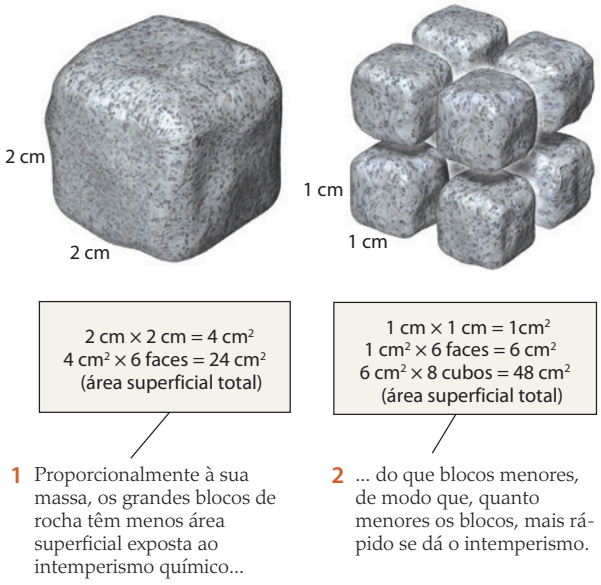



**FIGURA 16.3** ■ Quando uma massa de rocha se fragmenta em blocos menores, maior se torna a superfície disponível para as reações químicas do intemperismo.

**O PAPEL DO DIÓXIDO DE CARBONO NO INTEMPERISMO** A reação do feldspato com a água pura em laboratório é um processo tão lento que seriam necessários milhares de anos para que uma pequena quantidade de feldspato fosse completamente alterada. Se quisermos acelerar, poderemos adicionar ácidos fortes (como o ácido clorídrico) à água e, assim, dissolver o feldspato em poucos dias. Um *ácido* é uma substância que libera íons de hidrogênio ($H^+$) para uma solução. Um ácido forte produz muitos íons de hidrogênio; já um ácido fraco, relativamente poucos. A forte tendência do íon hidrogênio em se combinar quimicamente com outras substâncias torna os ácidos excelentes solventes.

Na superfície terrestre, o ácido natural mais comum – e responsável pelo aumento das taxas de intemperismo – é o ácido carbônico ($H_2CO_3$). Esse ácido fraco forma-se quando o gás dióxido de carbono ($CO_2$) contido na atmosfera dissolve-se na água da chuva:

$$\underset{CO_2}{\text{dióxido de carbono}} + \underset{H_2O}{\text{água}} \rightarrow \underset{H_2CO_3}{\text{ácido carbônico}}$$

A quantidade de dióxido de carbono dissolvida na água da chuva é pequena porque há muito pouco $CO_2$ na atmosfera. Cerca de 0,03% das moléculas da atmosfera terrestre são de dióxido de carbono. Logo, a quantidade de ácido carbônico formada pela água da chuva é muito pequena, sendo de cerca de 0,0006 g/L.

Conforme as atividades humanas aumentam a quantidade de dióxido de carbono na atmosfera, também aumenta levemente a quantidade de ácido carbônico na chuva. A chuva ácida acelera o intemperismo, mas a maior parte da acidez da chuva ácida não provém do dióxido de carbono, e sim dos gases dióxido de enxofre e de nitrogênio, os quais reagem com a água para formar ácidos fortes como o sulfúrico e o nítrico, respectivamente. Esses ácidos são capazes de impulsionar mais o intemperismo do que o ácido carbônico. Vulcões e pântanos costeiros emitem para a atmosfera gases de carbono, enxofre e nitrogênio, mas, de longe, a maior fonte é a poluição industrial.[3]

Embora a água da chuva contenha apenas uma quantidade relativamente pequena de ácido carbônico, essa quantia é suficiente para dissolver grandes quantidades

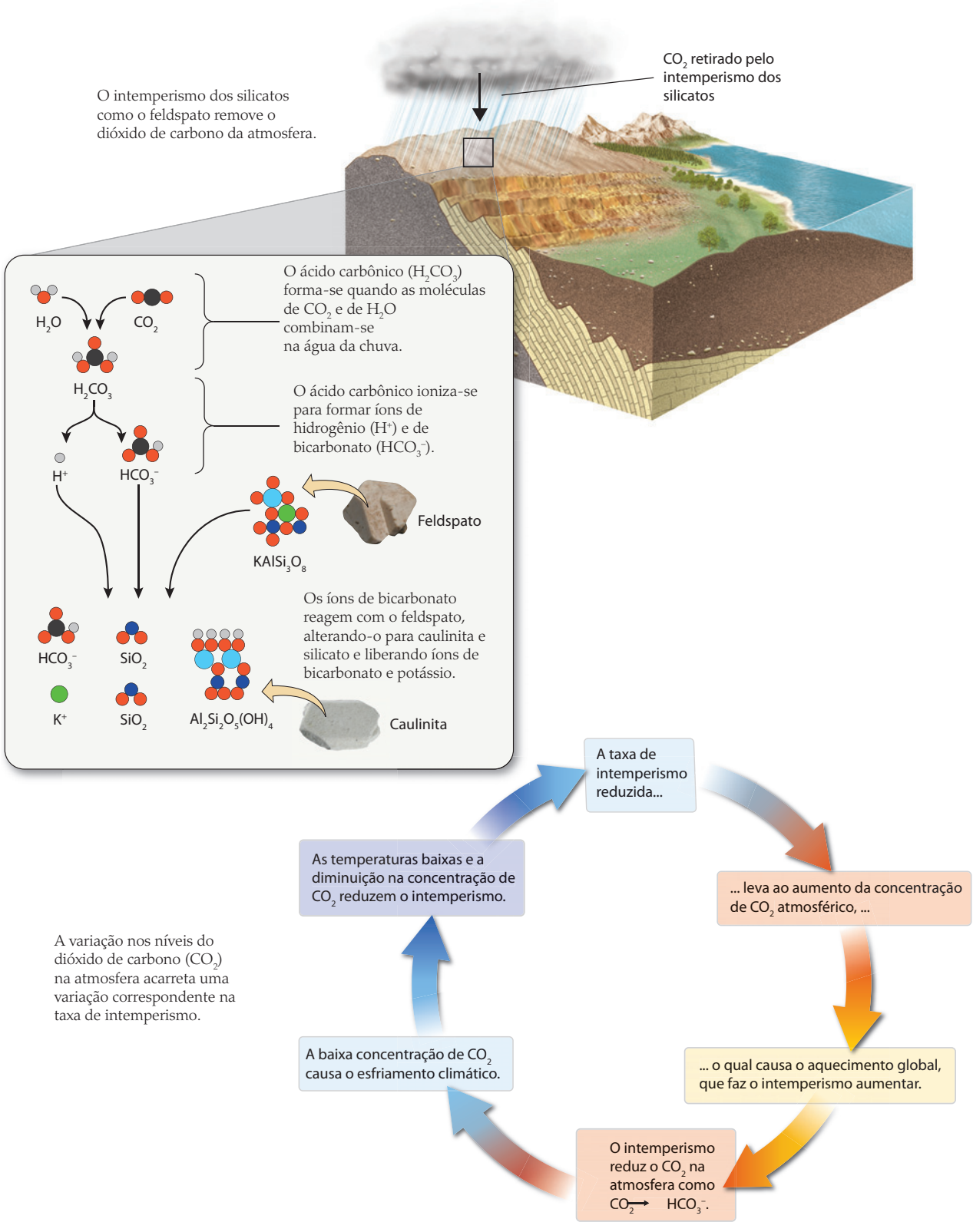



**FIGURA 16.4** ■ A variação das concentrações atmosféricas de dióxido de carbono leva a uma variação correspondente nas taxas de intemperismo, bem como nas temperaturas globais, que também influenciam o intemperismo. Dessa forma, a litosfera e o sistema do clima estão relacionados.

de rochas em longos períodos de tempo. A reação química da alteração do feldspato é:

$$\underset{2KAlSi_3O_8}{\text{feldspato}} + \underset{2H_2CO_3}{\text{ácido carbônico}} + \underset{H_2O}{\text{água}} \rightarrow$$

$$\underset{Al_2Si_2O_5(OH)_4}{\text{caulinita dissolvida}} + \underset{4SiO_2}{\text{sílica dissolvida}} + \underset{2K^+}{\text{íons de potássio dissolvidos}} + \underset{2HCO_3^-}{\text{íons de bicarbonato dissolvidos}}$$

Essa simples reação do intemperismo ilustra os três principais efeitos químicos da decomposição dos silicatos:

1. Ela *lixivia*, ou leva em solução, cátions e sílica.
2. Ela *hidrata* (ou adiciona água) os minerais.
3. Ela torna as soluções menos ácidas.

Especificamente, o ácido carbônico na água da chuva auxilia no intemperismo do feldspato da seguinte maneira (Figura 16.4):

- Uma pequena proporção de moléculas de ácido carbônico da água da chuva ioniza-se, formando íons de hidrogênio ($H^+$) e de bicarbonato ($HCO_3^-$) e, assim, torna a água levemente mais ácida.
- A água levemente mais ácida dissolve os íons de potássio e sílica do feldspato, deixando um resíduo de caulinita, que é uma argila sólida. Os íons de hidrogênio do ácido combinam-se com os átomos de oxigênio do feldspato para formar a água na estrutura da caulinita. Esse novo mineral torna-se parte do solo ou é transportado como sedimento.
- Sílica, íons de potássio e bicarbonato dissolvidos são levados pela água da chuva e dos rios, sendo, por fim, transportados até o oceano.

**O PAPEL DO SOLO NO INTEMPERISMO** Agora que já entendemos a reação química pela qual a água ácida altera o feldspato, podemos compreender por que os feldspatos em uma superfície de rocha exposta são muito mais preservados do que aqueles que estão enterrados em solos úmidos. A reação química da alteração do feldspato fornece-nos duas coisas separadas, porém relacionadas: as quantidades de água e de ácido disponíveis para a reação química. O feldspato em uma rocha exposta altera-se somente enquanto a rocha fica umedecida pela água da chuva. Durante todo o período seco, apenas o orvalho umedece a superfície da rocha exposta. Já no solo úmido, o feldspato está constantemente em contato com as pequenas quantidades de água que ficam retidas nos espaços entre os grãos. Por isso, altera-se continuamente no solo úmido.

Há mais ácido na água do solo do que na da chuva. Esta última leva o seu ácido carbônico original para o solo. À medida que ela se infiltra no solo, obtém ácido carbônico adicional e outros ácidos produzidos pelas raízes das plantas, por insetos e por outros animais que lá vivem, bem como pelas bactérias que degradam os restos de plantas e de animais. Recentemente, foi descoberto que algumas bactérias liberam ácidos orgânicos, mesmo em águas subterrâneas a centenas de metros de profundidade. Esses ácidos orgânicos alteram, então, o feldspato e outros minerais das rochas na subsuperfície. A respiração das bactérias no solo pode aumentar a concentração de dióxido de carbono nele contido até muito mais de cem vezes aquela da atmosfera!

As rochas alteram-se mais rapidamente em climas tropicais úmidos do que em climas temperados ou frios, principalmente porque as plantas e as bactérias crescem de maneira acelerada em climas quentes e úmidos, contribuindo com o ácido carbônico e outros ácidos que promovem a alteração. Além disso, a maioria das reações químicas, inclusive do intemperismo, acelera-se com o aumento de temperatura.

## O papel do oxigênio: dos silicatos de ferro aos óxidos de ferro

O ferro é um dos oito elementos mais abundantes da crosta terrestre, mas o ferro metálico, ou seja, o elemento químico na sua forma pura, é raramente encontrado na natureza. Ele está presente somente em certos tipos de meteoritos que caem na Terra vindos de outros lugares do sistema solar. A maior parte do minério de ferro utilizada para produzir ferro e aço é formada pelo intemperismo. Esses minérios são compostos de óxidos de ferro originalmente produzidos durante o intemperismo de silicatos ricos em ferro, como o piroxênio e a olivina. O ferro liberado pela dissolução desses minerais combina-se com o oxigênio da atmosfera e da hidrosfera para formar óxidos de ferro.

O ferro pode estar presente nos minerais em três formas: ferro metálico, ferro ferroso ou ferro férrico. No ferro metálico, somente encontrado em meteoritos (e em produtos manufaturados), os átomos de ferro não têm carga: eles não ganharam nem perderam elétrons pela reação com qualquer outro elemento. No *ferro ferroso* ($Fe^{2+}$), encontrado em silicatos como o piroxênio, o átomo de ferro perdeu dois elétrons que possuía na forma metálica e, assim, tornou-se um íon. No *ferro férrico* ($Fe^{3+}$) encontrado nos óxidos férricos, os átomos do ferro perderam três elétrons. Os elétrons perdidos pelo ferro são ganhos pelos átomos de oxigênio em um processo chamado de *oxidação*. Os átomos de oxigênio da atmosfera e da água oxidam o íon ferroso, que então se converte no íon férrico. Assim, todos os óxidos de ferro formados na superfície terrestre, sendo que o mais abundante é a **hematita** ($Fe_2O_3$), são férricos. Assim como a hidrólise, a oxidação é um dos mais importantes processos do intemperismo químico.

Quando o piroxênio – ou outros silicatos ricos em ferro – é exposto à água, sua estrutura de silicato dissolve-se, liberando sílica e ferro ferroso para a solução, onde o ferro ferroso é oxidado para a forma férrica (**Figura 16.5**). A força da ligação química entre o íon férrico e o oxigênio resulta na insolubilidade do ferro férrico na maioria das águas superficiais naturais. No entanto, ele se precipita da solução formando um óxido de ferro sólido. Todos temos familiaridade com o óxido de ferro férrico em outra forma de ocorrência: a ferrugem, que é produzida quando um metal de ferro em produtos manufaturados é exposto à atmosfera.

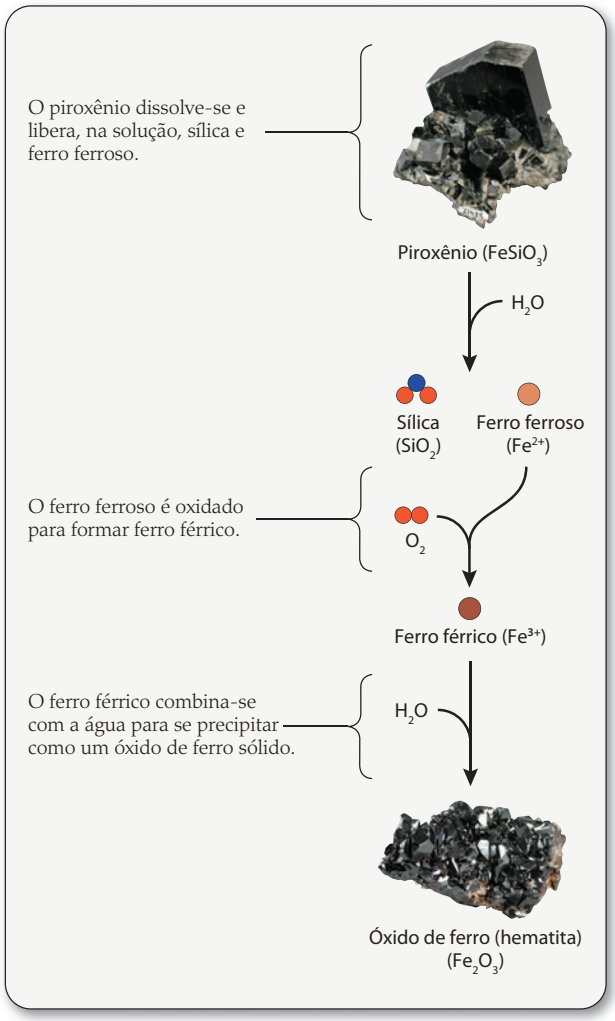



**FIGURA 16.5** ■ O percurso genérico das reações químicas pelas quais um mineral rico em ferro, como o piroxênio, altera-se na presença de oxigênio e água. [Fotos de John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum]

É possível mostrar essa reação geral da alteração pelo seguinte exemplo:

| piroxênio rico em ferro | + | oxigênio | → | hematita | + | sílica dissolvida |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $4FeSiO_3$ | | $O_2$ | | $2Fe_2O_3$ | | $4SiO_2$ |

Embora a equação não mostre de forma explícita, a água é necessária para que ela ocorra.

Os minerais de ferro, que são praticamente onipresentes, alteram-se para as cores vermelha e marrom características do ferro oxidado (**Figura 16.6**). Os óxidos de ferro são encontrados como capas e incrustações que colorem o solo e as superfícies alteradas das rochas que contêm ferro. Os solos vermelhos na Geórgia (EUA) e em outras regiões quentes e úmidas[4] são coloridos pelos óxidos de ferro. Em contraste, os minerais de ferro alteram-se tão lentamente em regiões frias que o ferro dos meteoritos congelados na Antártida encontra-se quase totalmente inalterado.

## Estabilidade química

Por que a taxa de intemperismo varia tão intensamente entre diferentes minerais? Os minerais alteram-se em taxas distintas porque têm estabilidade química diferente, na presença de água, em uma dada temperatura da superfície.

A **estabilidade química** é uma medida da tendência que uma substância tem de resistir em uma dada forma química, ao invés de reagir espontaneamente para tornar-se uma substância química diferente. As substâncias químicas são estáveis ou instáveis em relação a um determinado meio ambiente ou a um conjunto de condições específicas. O feldspato, por exemplo, é estável em con-

**FIGURA 16.6** ■ Óxidos de ferro vermelhos e marrons colorem as rochas alteradas no Vale dos Monumentos (*Monument Valley*), no Arizona (EUA). [Betty Crowell]

dições encontradas em grandes profundidades da crosta terrestre (altas temperaturas e pequenas quantidades de água), mas instável em condições de superfície (baixas temperaturas e abundância de água). Duas características de um mineral – solubilidade e taxa de dissolução – ajudam a determinar sua estabilidade química.

**SOLUBILIDADE** A *solubilidade* de um mineral específico é medida pela quantidade deste dissolvida na água quando a solução está saturada. A *saturação* é o ponto no qual a água não pode mais conter a substância dissolvida. Quanto maior a solubilidade do mineral, menor a sua estabilidade no intemperismo. Rochas evaporíticas que contêm halita, por exemplo, são instáveis ao intemperismo. Elas têm alta solubilidade na água (cerca de 350 g/L) e são lixiviadas do solo mesmo por pequenas quantidades deste líquido. O quartzo, pelo contrário, é estável em condições de intemperismo. Sua solubilidade na água é muito pequena (cerca de 0,008 g/L) e não é facilmente lixiviado do solo.

**TAXA DE DISSOLUÇÃO** A taxa de dissolução de um mineral é medida pela quantidade deste que se dissolve em uma solução não saturada em um dado intervalo de tempo. Quanto mais rápido um mineral se dissolve, menor a sua estabilidade. O feldspato dissolve-se em taxas muito mais rápidas que as do quartzo e, principalmente por causa disso, é menos estável que este no intemperismo.

**ESTABILIDADE RELATIVA DE MINERAIS FORMADORES DE ROCHA COMUNS** Conhecendo as estabilidades químicas relativas de vários minerais, pode-se descobrir a intensidade do intemperismo de uma determinada área. Em uma floresta tropical, somente os minerais mais estáveis permanecerão em um afloramento ou no solo e, assim, sabemos que lá o intemperismo é intenso. Em uma região árida, como no deserto do norte da África, onde o intemperismo é mínimo, monumentos de alabastro (gipsita) permanecem intactos, assim como muitos minerais instáveis. O Quadro 16.2 mostra a estabilidade relativa de todos os minerais formadores de rocha comuns. Minerais de sal e de carbonato são os menos estáveis, enquanto os óxidos de ferro são os mais estáveis.

**QUADRO 16.2** Estabilidade relativa dos minerais mais comuns

| Estabilidade dos minerais | Taxa de alteração |
|---|---|
| MAIS ESTÁVEL | Mais lenta |
| Óxidos de ferro (hematita) | |
| Hidróxidos de alumínio (gibbsita) | |
| Quartzo | |
| Argilominerais | |
| Muscovita | |
| Feldspato potássico (ortoclásio) | |
| Biotita | |
| Feldspato sódico (albita) | |
| Anfibólios | |
| Piroxênio | |
| Feldspato cálcico (anortita) | |
| Olivina | |
| Calcita | |
| Halita | |
| MENOS ESTÁVEL | Mais rápida |

## Intemperismo físico

Depois de termos investigado o intemperismo químico separadamente, podemos, agora, retornar ao seu aliado, o intemperismo físico. A ação desse intemperismo pode ser mais clara quando examinamos seu papel nas regiões áridas, onde o intemperismo químico tende a ser mínimo.

### O que determina o modo como as rochas se fragmentam?

As rochas podem fragmentar-se por diversas causas, incluindo tensões ao longo de zonas de fraqueza e atividade química e biológica.

**ZONAS NATURAIS DE FRAQUEZA** As rochas têm zonas naturais de fraqueza, ao longo das quais tendem a se fraturar. Em rochas sedimentares, como arenitos e folhelhos, tais zonas são os planos de acamamento formados por sucessivos estratos de sedimentos litificados. Algumas rochas metamórficas foliadas, como a ardósia, têm planos paralelos de clivagem que possibilitam sua fácil separação em placas. Já os granitos e outras rochas não foliadas são *maciços*, o que, neste caso, significa que não contêm planos preexistentes de fraqueza. Rochas maciças tendem a se fragmentar ao longo de planos regulares de fraturas, espaçados desde um até vários metros, chamados de *juntas*[5] (**Figura 16.7**). Como vimos no Capítulo 7, as juntas e fraturas menos regulares resultam de deformação e do resfriamento e contração enquanto as rochas ainda estão soterradas profundamente na crosta terrestre. Por meio do soerguimento e da erosão, as rochas ascendem lentamente à superfície da Terra. Aí, livres do peso das rochas sobrepostas, as fraturas abrem-se levemente. Uma vez que elas estejam um pouco abertas, tanto a alteração química como a física trabalham para alargá-las ainda mais.

**ATIVIDADE DOS ORGANISMOS** A atividade dos organismos afeta tanto o intemperismo químico como o físico. As bactérias e as algas penetram nas fraturas, produzindo microfraturas. Esses organismos, tanto aqueles que estão em fraturas como os que se incrustam na rocha, produzem ácidos, os quais promovem o intemperismo químico. Em algumas regiões, os fungos produtores de ácidos

**FIGURA 16.7** ■ Padrões de juntas alargadas e alteradas, desenvolvidas em duas direções, nas rochas da Reserva Estadual de Ponto Lobos (*Point Lobos State Reserve*), Califórnia (EUA). [Jeff Foott/DRK]

são ativos nos solos, contribuindo para o intemperismo químico. Muitos já viram uma fratura de uma rocha que tenha sido alargada pela raiz de uma árvore (ver Figura 5.2). Os animais que escavam ou se movem pelas fissuras também podem quebrar a rocha.

**ACUNHAMENTO DO GELO** Um dos mais eficientes mecanismos de abertura de fissuras é o **acunhamento do gelo**[6] – fragmentação resultante da expansão da água ao congelar. Quando a água congela, exerce uma força para os lados, suficiente para alargar uma fratura como se fosse uma cunha e, assim, fragmentar a rocha (**Figura 16.8**). Esse é o mesmo processo que pode abrir fissuras no bloco do motor de um carro caso o mesmo não esteja protegido por produtos anticongelantes. O acunhamento do gelo é mais importante onde a água, episodicamente, congela e degela, como nos climas temperados e em regiões montanhosas.

**ESFOLIAÇÃO** Uma forma de fragmentação rochosa não está diretamente relacionada a zonas preexistentes de fraqueza. A **esfoliação** é um processo de intemperismo físico no qual grandes lâminas planas ou curvas da rocha fraturam-se e são destacadas do afloramento. Essas lâminas podem parecer-se com as camadas concêntricas que se descascam de uma grande cebola (**Figura 16.9**). Mesmo que a esfoliação seja comum, nenhuma das explicações de sua origem que já tenham surgido foram amplamente aceitas. Alguns geólogos têm sugerido que a esfoliação resulta de uma distribuição irregular da expansão e contração causada pelo intemperismo químico e pelas mudanças de temperatura.

## Interações entre o intemperismo físico e a erosão

Como vimos no Capítulo 5, o intemperismo e a erosão são processos interativos e muito relacionados. O intemperismo físico e a erosão estão estreitamente vinculados no modo como o vento, a água e o gelo trabalham para deslocar partículas de rochas e afastá-las de sua origem. O intemperismo físico fratura os grandes blocos rochosos em pedaços menores, os quais são mais facilmente erodíveis e transportados.

**FIGURA 16.8** ■ Matacão de granito partido pela ação do gelo nas Montanhas Sierra, Califórnia. [Susan Rayfield/Photo Researchers]

**FIGURA 16.9** ■ Esfoliação no *Half Dome* ("Meio Domo"), Parque Nacional de Yosemite, Califórnia (EUA). [Tony Waltham]

A declividade das encostas afeta tanto o intemperismo físico como o químico. O intemperismo físico e a erosão são mais intensos em encostas de alta declividade, e esses processos, ao atuarem, tornam-nas ainda mais íngremes. Fluxos de água da chuva são o principal agente de erosão, mas o vento pode carregar as partículas mais finas e o gelo pode transportar grandes blocos rompidos do substrato rochoso.

As taxas de intemperismo químico são baixas em grandes altitudes, onde as temperaturas são geralmente baixas, o solo é delgado ou ausente e a vegetação é esparsa. O intemperismo físico é maior nas grandes altitudes e nos terrenos glaciais, onde o gelo despedaça a rocha. É possível verificar que o tamanho do material formado pelo intemperismo físico está estreitamente relacionado com os vários processos erosivos. Quando o material alterado é erodido e transportado, pode novamente mudar sua forma e tamanho, e sua composição pode variar como resultado do intemperismo químico. Quando o transporte cessa, a deposição dos sedimentos formados pelo intemperismo tem início.

A **Figura 16.10** apresenta um quadro resumindo os fatores que influenciam o intemperismo e a erosão.

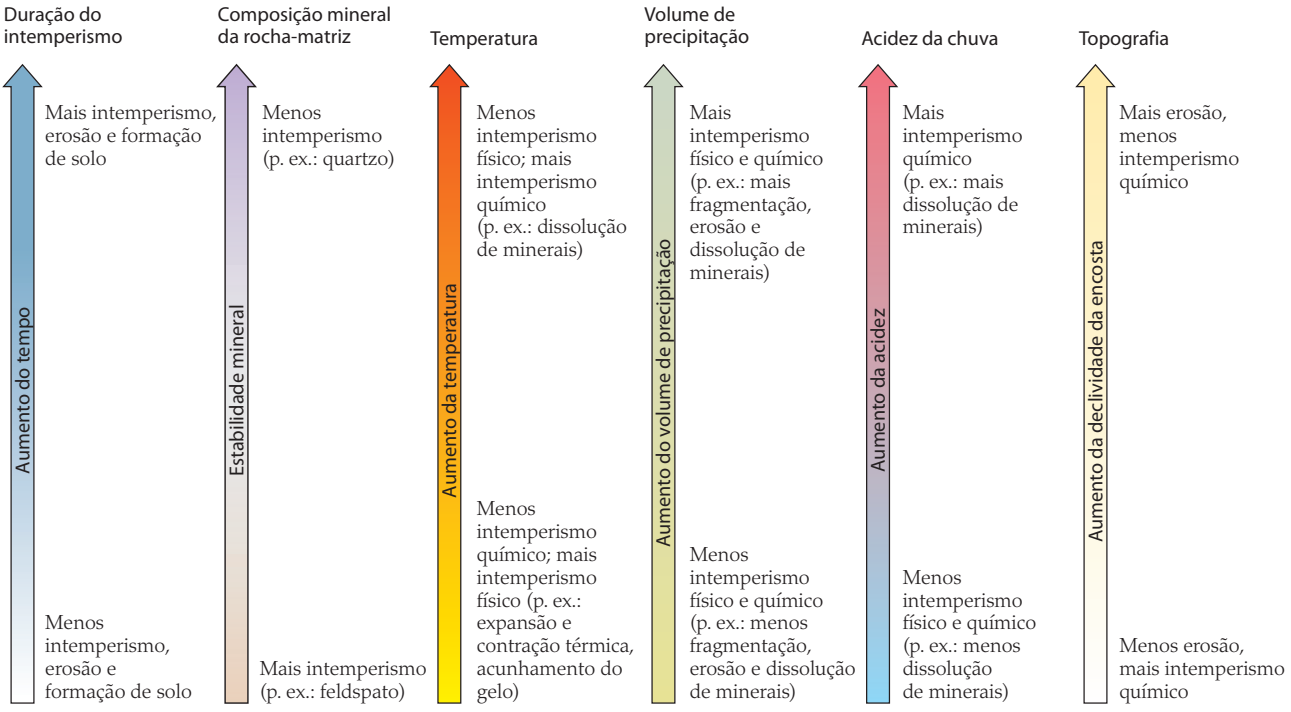



**FIGURA 16.10** ■ Resumo dos fatores que influenciam o intemperismo e a erosão.

## Solos: o resíduo do intemperismo

Em encostas moderadas e suaves, nas planícies e nas terras baixas, onde a erosão é menos intensa, uma camada de material alterado, heterogêneo e desagregado permanece sobreposta ao substrato rochoso. Ela pode incluir partículas da rocha-matriz alterada e sã, de argilominerais, de óxidos de ferro e de diversos metais, bem como de outros produtos do intemperismo. Os geólogos usam o termo **solo** para descrever camadas de material, inicialmente criadas por fragmentação de rochas durante o intemperismo, que sofrem adição de novos materiais, perda de materiais originais e modificação por meio de mistura física e reações químicas. A matéria orgânica, chamada de **húmus**, é um componente importante da maioria dos solos da Terra; ela consiste no produto dos resíduos e dos restos de muitos organismos que neles vivem. Restos de folhas, por exemplo, contribuem significativamente para o solo das florestas. Além disso, a maioria dos solos pode dar suporte a plantas enraizadas. Nem todos os solos oferecem suporte à vida, e também há solos em locais, como Antártida e Marte, nos quais ela esteja limitada ou possivelmente ausente.

A cor dos solos é variável, desde o vermelho e marrom intenso dos solos ricos em ferro até o preto de solos ricos em matéria orgânica. Os solos também variam de textura. Alguns são repletos de seixos e areia; outros são compostos quase inteiramente de argila. Os solos são facilmente erodíveis e, por isso, não se formam em encostas com alta declividade, onde as altas altitudes ou o clima frio inibem o crescimento de vegetais que os manteriam no lugar e contribuiriam com matéria orgânica. Os cientistas do solo, bem como agrônomos, geólogos e engenheiros, estudam a composição e a origem do solo, sua aptidão para a agricultura e a construção e seu valor como registro das condições climáticas do passado.

Os solos formam-se na interface entre os sistemas do clima e da tectônica de placas. Eles são essenciais à vida nos continentes terrestres, além de serem um dos recursos naturais mais valiosos da sociedade humana. Os solos são o reservatório primário de nutrientes para a agricultura e para os sistemas ecológicos que produzem recursos naturais renováveis. Eles filtram nossa água, reciclam nossos resíduos e oferecem o substrato necessário para nossas construções e infraestrutura. Além disso, ajudam a regular o clima global armazenando e liberando dióxido de carbono. Os solos contêm duas vezes mais carbono que a atmosfera e três vezes mais do que toda a vegetação do mundo.

## Solos como geossistemas

Como vimos, o conceito da Terra como um conjunto de geossistemas interativos é de grande valor para o entendimento dos processos geológicos. Os solos, como muitos outros componentes do sistema Terra, podem ser descritos como um geossistema com entradas, processos e saídas (**Figura 16.11**).

**ENTRADAS: ROCHA ALTERADA, ORGANISMOS E POEIRA** Os solos desenvolvem-se a partir da rocha alterada, com entradas adicionais de matéria orgânica da biosfera e de poeira da atmosfera. Conforme discutido anteriormente, o intemperismo físico fragmenta a rocha em pedaços pequenos, e o intemperismo químico transforma os minerais nessa rocha (como o feldspato) em outros minerais (como a argila). As plantas e outros organismos podem colonizar o solo e, quando morrem, seus tecidos decompõem-se para formar o húmus. A atmosfera também contribui com matéria para o solo, mas esse material é predominantemente poeira inorgânica.

**PROCESSOS: TRANSFORMAÇÕES E TRANSLOCAÇÕES** À medida que o solo envelhece e amadurece, os materiais nele adicionados ou removidos causam uma série de *transformações*. A adição de húmus, por exemplo, oferece uma fonte de nutrientes que incentivam um maior crescimento vegetal e adicionam mais húmus – um processo de retroalimentação positiva dentro do geossistema do solo. Muitas transformações do solo envolvem o intemperismo químico do feldspato e de outros materiais para formar argilominerais.

As *translocações* são movimentos laterais e verticais de materiais no solo em desenvolvimento. A água é o principal agente da translocação, geralmente transportando sais dissolvidos. A água remove seletivamente alguns materiais à medida que se infiltra no solo após a chuva em um processo chamado de *lixiviação*. Entretanto, ela também pode subir para níveis do topo do solo quando as temperaturas aumentam e a evaporação remove mais água da superfície. Os organismos também exercem uma função importante na translocação ao moverem componentes do solo conforme escavam através dele.

Os solos são dinâmicos e respondem a mudanças climáticas, interações com organismos e perturbações por humanos. Cinco fatores são importantes em sua formação e desenvolvimento:

1. *Material-matriz*: a solubilidade dos minerais, o tamanho dos grãos e os padrões de fragmentação, como juntas e clivagem, do substrato rochoso.
2. *Clima*: temperaturas, níveis de precipitação e os padrões sazonais de variação.
3. *Topografia*: a declividade das encostas e a direção em que estão voltadas: encostas mais suaves voltadas para o Sol promovem um melhor desenvolvimento do solo.
4. *Organismos*: a diversidade e abundância de organismos que vivem no solo.
5. *Tempo*: a quantidade de tempo que um solo dispõe para se formar.

**SAÍDAS: PERFIS DE SOLO** A maioria dos solos forma camadas distintas à medida que se desenvolve. A composição e a aparência de um solo são conhecidas como **perfil do solo**. Os perfis do solo consistem de até seis *horizontes*: camadas distintas de cor e textura variadas, normalmente paralelas à superfície terrestre, que são visíveis nas seções verticais de solos expostos (ver Figura 16.11).

A camada superior do solo, chamada de *horizonte O*, costuma ser delgada e consiste em folhas soltas e detritos

orgânicos. Abaixo dessa camada superior está o *horizonte A*, normalmente com pouco mais de um metro ou dois de espessura e com frequência a camada mais escura, porque contém a maior concentração de húmus. Logo abaixo está o *horizonte E*, que consiste principalmente em argila e minerais insolúveis como o quartzo, pois os minerais solúveis terão sido lixiviados dessa camada. Abaixo do horizonte E está o *horizonte B*, no qual a matéria orgânica é esparsa. Minerais solúveis e óxidos de ferro acumulam-se nessa camada. O clima influencia os tipos específicos de minerais que se acumulam no horizonte B; minerais carbonáticos e gipsita, por exemplo, são encontrados lá em climas áridos. A camada inferior, o *horizonte C*, é um substrato rochoso levemente alterado, fragmentado e decomposto, misturado com a argila do intemperismo químico. O substrato rochoso inalterado forma o nível mais inferior – o *horizonte R*.

Os cinco fatores de desenvolvimento do solo listados acima criam 12 tipos diferentes de solo, cada qual com um perfil distinto, que são reconhecidos pelos cientistas que estudam os solos (Quadro 16.3).

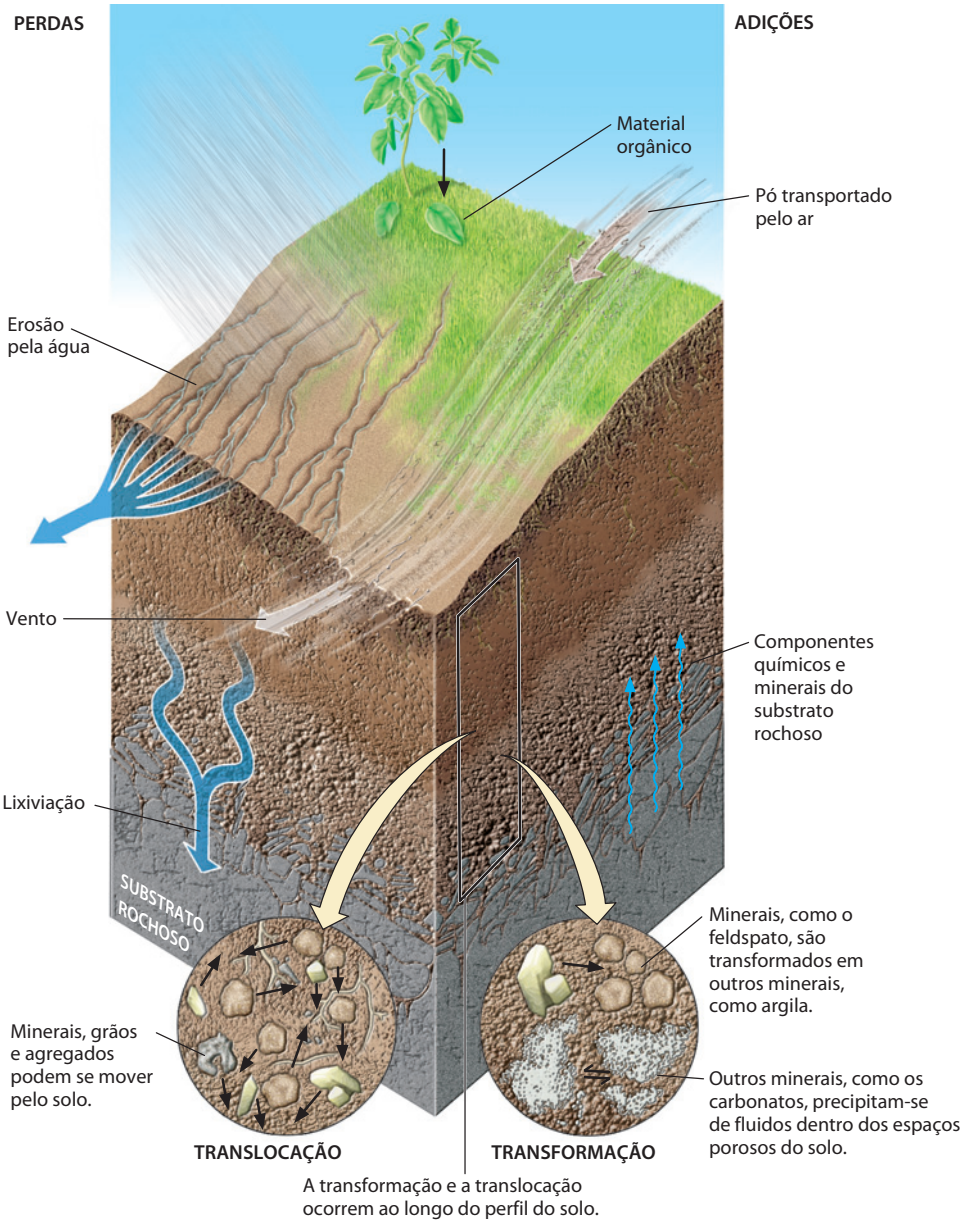



**FIGURA 16.11** ■ Os solos são geossistemas que se desenvolvem por meio de entradas de novos materiais, perdas de materiais originais e modificação causada por mistura física e reações químicas. Os processos de modificação do solo podem ser divididos em dois tipos básicos: translocações e transformações. Os horizontes distintos de solo que compõem o perfil do solo também são visíveis neste diagrama.

**QUADRO 16.3** Doze tipos de solo reconhecidos[7]

| Tipo de solo[a] | Descrição | Fatores de formação mais importantes[b] |
|---|---|---|
| Alfissolo (Luvissolos) | Solos de climas úmidos e subúmidos, com um horizonte subsuperficial de acúmulo de argila, sem lixiviação forte, comum em áreas florestais. | Clima, organismos |
| Andissolo (Andossolos) | Solos que se formaram em cinza vulcânica e contêm compostos ricos em matéria orgânica e alumínio. | Material-matriz |
| Aridissolo | Solos formados em climas secos, com pouca matéria orgânica e frequentemente com horizontes subsuperficiais com acúmulo de sal. | Clima |
| Entissolo (Fluvissolos, Litossolos) | Solos que não têm horizontes subsuperficiais porque a rocha-matriz acumulou-se recentemente ou por causa de erosão constante; comum em planícies aluviais, montanhas e terras áridas (áreas rochosas com alta erosão). | Tempo, topografia |
| Gelissolo (Criossolos) | Solos com pouca alteração, formados em áreas que contêm permafrost (solo congelado) no perfil do solo. | Clima |
| Histossolo (Histossolo) | Solos com uma espessa camada superior muito rica em matéria orgânica (> 25%) e com relativamente pouco material mineral. | Topografia |
| Inceptissolo | Solos com horizontes subsuperficiais pouco desenvolvidos e pouco ou nenhum acúmulo de argila no subsolo, porque o solo é jovem ou o clima não promove intemperismo rápido. | Tempo, clima |
| Mollissolo | Solos minerais de savanas semiáridas e subúmidas de altitude média com horizonte A escuro e rico em matéria orgânica, sem lixiviação forte. | Clima, organismos |
| Oxissolo (ferralsolos) | Solos muito antigos e com alto teor de lixiviação com acúmulos subsuperficiais de óxidos de ferro e de alumínio, geralmente encontrados em ambientes tropicais úmidos. | Clima, tempo |
| Espodossolo (Podzol) | Solos formados em climas frios e úmidos que têm um horizonte B bem desenvolvido, com acúmulo de óxidos de ferro e de alumínio, formados sob vegetação de pinheiros em material-matriz arenoso. | Material-matriz, organismos, clima |
| Ultissolo (Acnissolos) | Solos com horizonte subsuperficial de acúmulo de argila, com alto teor de lixiviação (mas não tão alto quanto o oxissolo), geralmente encontrados em climas tropicais e subtropicais úmidos. | Clima, tempo, organismos |
| Vertissolo (Vertissolos) | Solos que desenvolvem rachaduras profundas e largas quando secos (encolhem e incham) devido ao alto conteúdo de argila (> 35%) e não têm alto teor de lixiviação. | Material-matriz |

[a] Entre parênteses, a unidade correspondente na classificação da FAO, quando existente.
[b] Os cinco fatores de formação de solos (clima, organismos, material-matriz, topografia e tempo) combinam-se para criar estes solos, mas apenas os fatores mais importantes foram listados para cada um deles.

*Fonte*: Adaptado de E. C. Brevik, *Journal of Geoscience Education* 50 (2002): 541.

## Paleossolos: investigando o clima antigo a partir do solo

Atualmente, tem havido muito interesse nos solos antigos que foram preservados como rochas no registro geológico. Esses *paleossolos*, como são chamados, estão sendo estudados como guias para entender o clima antigo e, mesmo, para quantificar a concentração de dióxido de carbono e oxigênio na atmosfera de épocas passadas. A mineralogia de paleossolos de bilhões de anos atrás, por exemplo, fornece evidências de que não houve oxidação dos solos nos primeiros estágios da história da Terra e de que, portanto, o oxigênio ainda não tinha se tornado um dos principais elementos da atmosfera.

A formação do solo é apenas um passo na evolução de uma paisagem. O intemperismo e a fragmentação de rochas geralmente desestabilizam feições topográficas e levam a mudanças mais drásticas causadas por dispersão de massa. Esse processo é uma parte importante da erosão geral dos continentes, sobretudo em regiões montanhosas.

## Dispersão de massa

Na manhã de 1° de junho de 2005, quando os residentes de Laguna Beach, Califórnia (EUA), estavam despertando e tomando café, a encosta da colina rompeu-se sob seus pés e desabou. Sete residências no valor de vários milhões de dólares foram destruídas quando uma grande massa de solo e substrato rochoso alterado cedeu e deslizou encosta abaixo. Mais 12 residências sofreram sérios danos, e outras centenas foram evacuadas à medida que

os moradores aguardavam com ansiedade a avaliação do local feita por geólogos para determinar se era seguro retornar. Algumas casas desabaram completamente; outras partiram-se literalmente ao meio; e ainda outras ficaram penduradas no topo da colina, onde se sobressaíam na parede de um enorme corte formado pela ruptura da massa de terra que deslizou (ver a fotografia de abertura do capítulo).

Esse evento de dispersão de massa foi desencadeado por um alto índice de chuva sazonal – o segundo maior já registrado para aquela parte do sul da Califórnia – que saturou o solo e o substrato rochoso e criou as condições necessárias em um ambiente geológico já instável para inclinar a balança na direção do desastre. Antes, naquele mesmo ano, chuvas fortes haviam gerado eventos semelhantes, inclusive um que matou 10 pessoas quando residências foram soterradas em La Conchita, Califórnia (**Figura 16.12**).

Esses eventos no sul da Califórnia representam apenas um entre muitos tipos de movimentações, morro abaixo, de solo, rocha, lama ou outros materiais sob a força da gravidade, conhecidos coletivamente como **movimentos de massa**[8]. As massas não são inicialmente empurradas para baixo devido à ação de um agente de erosão, como o vento, a água escorrendo ou o gelo de geleiras. Em vez disso, os movimentos de massa ocorrem quando a força da gravidade excede a força coesiva dos materiais da encosta. Então os materiais movem-se morro abaixo, seja com taxas muito baixas, seja como enormes movimentos súbitos, às vezes catastróficos. Os movimentos de massa podem deslocar pequenas quantidades de solo, quase imperceptíveis, a jusante de uma suave encosta, como também constituir imensos escorregamentos que descarregam toneladas de terra e rocha no fundo dos vales próximos às encostas íngremes das montanhas.

Todos os anos, movimentos de massa ceifam vidas e trazem danos materiais em todo o mundo. No final de outubro e início de novembro de 1998, por exemplo, um dos mais catastróficos furacões do século XX, o Furacão Mitch, causou chuvas torrenciais na América Central, saturando o solo e gerando inundações e escorregamentos terríveis. Pelo menos 9 mil pessoas morreram e os danos materiais somaram bilhões de dólares, pois as inundações e os deslizamentos espalharam detritos nas terras anteriormente férteis e nas plantações de milho, feijão, café e amendoim. Um dos locais mais duramente atingidos situava-se próximo à fronteira entre a Nicarágua e Honduras, onde uma série de escorregamentos e fluxos de lama soterrou, pelo menos, 1.500 pessoas. Dezenas de vilarejos foram simplesmente varridos, engolfados por um mar de lama. Os flancos de uma cratera do vulcão Casita desabaram e deram início a uma série de deslizamentos e fluxos que foram descritos como o movimento de uma muralha de lama com mais de 7 m de altura. Quem se encontrava diretamente no caminho da avalancha não pôde escapar, sendo que muitos foram soterrados vivos enquanto tentavam escapar da rápida torrente de lama.

Como os movimentos de massa são muito destrutivos, deveríamos ser capazes de predizê-los e, certamente, gostaríamos de evitar causá-los com nossas imprudentes interferências nos processos naturais. Não podemos prevenir a maioria dos movimentos de massa naturais, mas podemos controlar a construção e o uso do solo para minimizar perdas. Esses movimentos mudam a paisagem pelas cicatrizes deixadas nas vertentes das montanhas, quando grandes massas de material caem ou deslizam encosta abaixo. O material que se move acaba tendo a forma de línguas ou cunhas de detritos dispostas no fundo dos vales, às vezes empilhando-se e represando um rio que corre no talvegue. As cicatrizes e os depósitos de detritos, mapeados no campo ou a partir de fotografias aéreas, são vestígios de movimentos de massas que já ocorreram. Pela leitura desses vestígios, os geólogos podem ser capazes de predizer e alertar antecipadamente a possível ocorrência futura de novos movimentos similares.

**FIGURA 16.12** ■ Um deslizamento de lama gigantesco soterrou residências em La Conchita, Califórnia (EUA), em 2005. [AP Photo/Kevork Djansezian]

A dispersão de massa é influenciada por três fatores primários (Quadro 16.4):

1. *A natureza dos materiais da encosta*. As encostas podem ser constituídas de **materiais inconsolidados** – soltos e não cimentados – ou **consolidados** – compactados e ligados por cimentação mineral.

**QUADRO 16.4** Fatores que influenciam os movimentos de massa

| Natureza do material da encosta | Conteúdo de água | Declividade da encosta | Estabilidade da encosta |
|---|---|---|---|
| NÃO CONSOLIDADO | | | |
| Areia ou silte arenoso soltos | Seco | Ângulo de repouso | Alta |
| | Úmido | | Moderada |
| Mistura inconsolidada de areia, silte, solo e fragmentos de rocha | Seco | Moderada | Alta |
| | Úmido | | Baixa |
| | Seco | Íngreme | Alta |
| | Úmido | | Baixa |
| CONSOLIDADO | | | |
| Rocha diaclasada e deformada | Seco ou úmido | Moderada a íngreme | Moderada |
| Rocha maciça | Seco ou úmido | Moderada | Alta |
| | Seco ou úmido | Íngreme | Moderada |

2. *A quantidade de água contida nos materiais*. Essa característica depende da porosidade dos materiais e da quantidade de chuva ou outro tipo de forma de água a que estão expostos.
3. *A declividade das encostas*. Esse fator contribui para a tendência de os materiais caírem, deslizarem ou fluírem sob várias condições.

Os três fatores atuam na natureza, mas a estabilidade das encostas e o conteúdo de água são os mais influenciados pela atividade humana, como em escavações para a construção de prédios e rodovias. Todos os três produzem o mesmo resultado: diminuem a resistência ao movimento, e, então, a força da gravidade passa a controlá-los e os materiais da encosta começam a cair, deslizar ou fluir.

## Materiais da encosta

Os materiais da encosta variam bastante porque são muito dependentes das propriedades físicas do terreno local. Assim, o substrato da vertente de um morro pode ser intensamente fraturado pela foliação, enquanto outro talude, a apenas poucas centenas de metros adiante, é constituído de granito maciço. As encostas de materiais inconsolidados são as menos estáveis de todas.

**AREIA E SILTE INCONSOLIDADOS** O comportamento da areia e do silte soltos e secos ilustra como a declividade e a estabilidade da encosta influenciam os movimentos de massa. As brincadeiras nas caixas de areia dos parques infantis nos deixaram familiarizados com as características das faces de um monte de areia seca. O ângulo de inclinação da face lateral de qualquer monte de areia ou silte seco e a horizontal é sempre o mesmo, quer o monte tenha poucos centímetros de altura ou muitos metros. Para a maioria das areias e siltes, o ângulo é de aproximadamente 35°. Se você escavar vagarosamente e com muito cuidado um pouco da areia da base do monte, poderá aumentar o ângulo de inclinação de sua face lateral, e ele permanecerá assim apenas temporariamente. Se, depois, você pular no chão próximo ao monte, a areia daquela face vai desabar e o ângulo de inclinação assumirá novamente seu valor original de 35°.

O ângulo de inclinação original do monte de areia é o **ângulo de repouso**, ou seja, o ângulo máximo no qual um plano de material inconsolidado repousa sem desabar. Um plano mais inclinado que o ângulo de repouso é instável e tenderá a desmoronar para formar outro com um ângulo estável. Os grãos de areia e silte formam montes cuja inclinação é menor ou igual ao ângulo de repouso, devido à existência de forças de atrito entre os grãos individuais de areia. Entretanto, à medida que mais e mais grãos de areia vão sendo adicionados ao monte, as faces laterais passam a ficar mais inclinadas, diminuindo a capacidade que as forças de atrito têm de impedir um deslizamento, e, então, a pilha subitamente desabará.

O ângulo de repouso varia devido a muitos fatores, entre eles, o tamanho e a forma das partículas (**Figura 16.13a**). As partículas maiores, mais achatadas e mais angulosas de material solto mantêm a estabilidade de planos com maior inclinação. O ângulo de repouso também varia com a quantidade de umidade existente entre as partículas. Em areias úmidas, ele é maior do que em areias secas, porque a pequena quantidade de umidade entre os grãos tende a ligá-los de modo a aumentar a resistência ao movimento. A origem dessa tendência à ligação é a *tensão superficial* – a força de atração entre moléculas em uma superfície (Figura 16.13b). A tensão superficial faz com que as gotas de água tenham a forma esférica e permite que uma lâmina de barbear ou um clipe flutuem na superfície da água parada. Uma quanti-

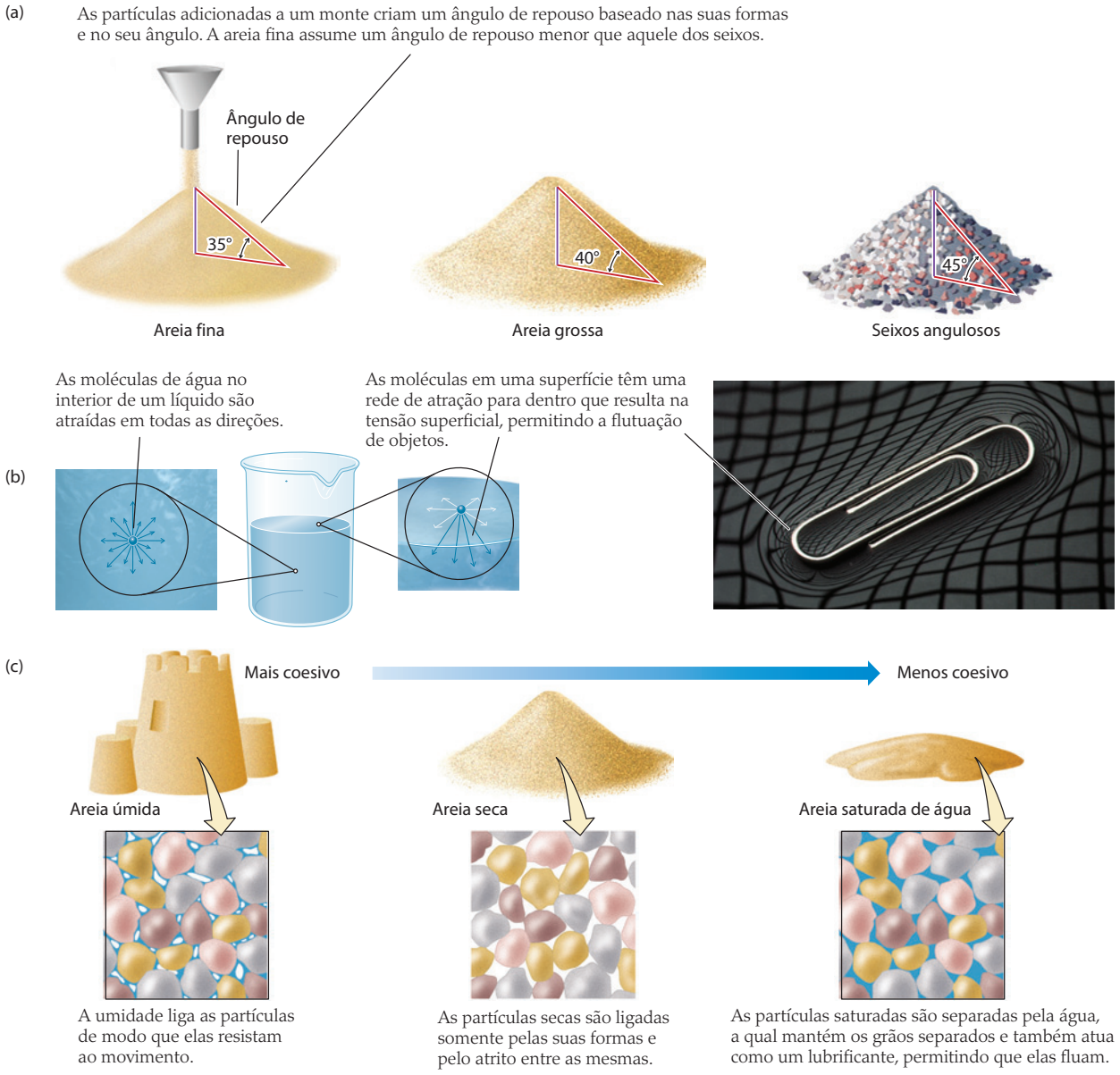



**FIGURA 16.13** ■ O ângulo de repouso de uma pilha de material inconsolidado depende da forma das partículas e do conteúdo de água.

dade muito grande de água, por outro lado, separaria as partículas e permitiria que elas se movessem livremente umas sobre as outras. A areia saturada, na qual os espaços dos poros são ocupados por água, escorre como um fluido e desmorona para uma forma achatada, como a de uma panqueca (Figura 16.13c). A tensão superficial que liga a areia úmida permite aos escultores de beira de praia criar castelos de areia bem elaborados (**Figura 16.14**). Contudo, quando a maré sobe e satura a areia, a escultura desmorona. Da mesma forma, mas em escala muito maior, os deslizamentos de terra em encostas dependem de abundância de água no solo. Fortes chuvas podem saturar os espaços porosos de uma encosta, causando uma falha catastrófica no solo.

**MISTURAS DE MATERIAIS INCONSOLIDADOS** Encostas compostas de misturas de materiais inconsolidados de areia, silte, argila, solo e fragmentos de rocha (frequentemente chamados de *detritos*) formarão planos com ângulos de inclinação moderados (ver Quadro 16.4). A forma laminar dos argilominerais, o conteúdo orgânico dos solos e a rigidez dos fragmentos de rocha são os fatores-chave que mudam a capacidade que os materiais têm de formar planos em um ângulo específico.

**MATERIAIS CONSOLIDADOS** As encostas de materiais secos consolidados – como rochas, sedimentos cimentados e compactados e solos vegetados unidos por raízes de plantas – podem ser mais inclinadas e menos regulares que aquelas

**FIGURA 16.14** ■ Os castelos de areia conservam sua forma porque são feitos de areia úmida. A inclinação das paredes é mantida pela tensão superficial existente na umidade entre os grãos. [Kelly Mooney Photography/CORBIS]

constituídas de materiais soltos. Contudo, podem se tornar instáveis com o aumento da declividade ou com a remoção da vegetação. As partículas de sedimentos consolidados, como argilas densas, são ligadas por forças coesivas existentes nessas partículas e pelo empacotamento fechado. A *coesão* é uma força de atração entre as partículas de materiais sólidos, que as mantém juntas. Quanto maior as forças coesivas de um material, maior a resistência ao movimento.

## Conteúdo de água

O efeito da água nos materiais consolidados é semelhante a seu efeito nos materiais soltos. Os movimentos de massa de materiais consolidados comumente podem ser atribuídos aos efeitos da umidade, porém, também em combinação com outros fatores, como a remoção da vegetação ou o aumento da declividade da encosta. Quando o subsolo torna-se saturado de água, os planos de fraqueza no material sólido são lubrificados, o atrito interno é diminuído e as partículas ou grandes blocos agregados podem passar a mover-se mais facilmente uns em relação aos outros. Desse modo, o material pode começar a movimentar-se como um fluido. Esse processo é chamado de **liquefação**.

## Declividade das encostas

As encostas rochosas podem ter inclinações suaves, como aquelas formadas por camadas de folhelhos ou de cinzas vulcânicas alteradas e podem, também, ser abruptas, a exemplo dos penhascos verticais de granito. A estabilidade das encostas rochosas depende do

(a) (b)

**FIGURA 16.15** ■ A estabilidade de uma encosta rochosa depende do padrão de intemperismo e fragmentação da rocha que a forma. (a) Este pequeno afloramento está sendo alterado para formar blocos fragmentados de rocha conhecidos como pedregulho. [John Grotzinger] (b) O tálus acumula-se em encostas onde blocos grandes de rocha caem ou rolam morro abaixo para criar uma pilha em forma de cone. [Phil Stoffer/USGS]

intemperismo e do grau de fragmentação do material. Os folhelhos, por exemplo, tendem a se alterar e a fragmentar em pequenos pedaços, que formam uma delgada capa de fragmentos de rocha angular e solta (geralmente chamados de *pedregulho*) cobrindo o substrato (**Figura 16.15a**). O ângulo de inclinação resultante é similar ao ângulo de repouso da areia grossa e solta. A alteração do pedregulho gradualmente evolui além do ângulo de repouso, torna-se instável e, então, parte do material solto deslizará declive abaixo.

Por outro lado, em ambientes áridos, os calcários e arenitos duros e cimentados resistem à erosão e desintegram-se em grandes blocos, formando encostas íngremes de substrato exposto e encostas mais suaves cobertas com fragmentos de rocha (frequentemente chamadas de **tálus**) (Figura 16.15b). Os penhascos de substrato rochoso são bem mais estáveis, exceto quando as massas de rocha ocasionalmente caem ou rolam para baixo até as partes inferiores das encostas, que são cobertas por fragmentos de rocha. Nos locais em que tais calcários e arenitos estão intercalados com camadas de folhelho, as encostas podem se tornar escalonadas (ver Figura 8.12). À medida que o folhelho sotoposto às camadas de arenito vai sendo retirado, essas camadas sobrepostas mais duras ficam sem sustentação, tornam-se menos estáveis e, por fim, despencam sob a forma de grandes blocos.

A declividade de camadas sedimentares individuais também influencia a estabilidade da encosta. Os movimentos de massa são mais prováveis quando o mergulho das camadas próximas à superfície é paralelo à encosta.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### O que torna uma encosta instável demais para a construção?

Como a destruição de residências e outros prédios por deslizamentos de terra pode ser evitada? Existe maior probabilidade de deslizamentos de terra em áreas em que a topografia íngreme coincide com outros fatores-chave, como fortes chuvas esporádicas ou terremotos. Entender o risco associado à compra ou à construção de uma casa em tais áreas começa com uma avaliação do terreno e da probabilidade de sofrer movimentos de massa. Os geólogos desempenham um papel importante ao fazer tais avaliações e ao aconselhar potenciais proprietários e planejadores locais sobre quais tipos de imóveis têm maior probabilidade de sofrerem um deslizamento de terra.

A intuição diz-nos que, se construirmos uma estrutura em uma encosta que seja íngreme demais, ela deslizará. Lembre-se do monte de areia que descrevemos no texto: à medida que o monte fica mais íngreme, uma parte menor dele permanece no lugar e, em algum momento, independentemente de quanta areia é colocada sobre o monte, ele simplesmente continuará a deslizar. A mesma coisa ocorre com as massas de solo e rocha. Elas também deslizarão se a encosta tornar-se íngreme demais. A questão importante é: "o que é considerado íngreme demais?". Utilizam-se três fatores primários envolvidos nos movimentos de massa para determinar quais encostas são íngremes demais para sustentarem construções (ver Quadro 16.4).

O fator mais importante é a declividade da encosta. Se os outros fatores forem iguais, a estrutura de uma encosta íngreme deslizará antes que a estrutura de mesmo tamanho em uma encosta mais suave. O segundo fator mais importante é a natureza dos materiais da encosta. Quanto melhor for a coesão desses materiais, mais estável será a encosta. O terceiro fator é a presença de água nos materiais da encosta. Durante chuvas fortes, o solo e a rocha absorvem água, a coesão é reduzida e um deslizamento pode ser desencadeado, conforme alguns proprietários no sul da Califórnia descobriram em 2005 (ver a foto de abertura do capítulo e a Figura 16.12).

O diagrama que acompanha este texto (ver página 458) ilustra as forças que atuam sobre uma massa de solo ou rocha – uma potencial massa de deslizamento. A principal força responsável pelos movimentos de massa é a gravidade, que age em todos os lugares da superfície terrestre, atraindo tudo em direção ao centro da Terra. Quando a massa de deslizamento repousa sobre uma superfície horizontal, a gravidade exerce uma força para baixo sobre ela, mantendo-a firme no local. Porém, em uma encosta, a força da gravidade é direcionada através da base da massa de deslizamento com um ângulo, porque a gravidade atrai para o centro da Terra, não importando a posição da massa de deslizamento. Neste caso, a força da gravidade pode ser dividida em dois componentes: uma força perpendicular à base da massa de deslizamento e uma força paralela à sua base.

O que essas forças dizem-nos sobre a probabilidade de um deslizamento de terra? O componente paralelo da gravidade cria *tensão de cisalhamento* paralelamente à base da massa de deslizamento, que a atrai para baixo. O componente perpendicular da gravidade, conhecido como *força de cisalhamento*, atua para resistir ao deslizamento da massa. O atrito na base da massa de deslizamento e a coesão entre as partículas dessa massa contribuem com a força de cisalhamento.

O deslizamento tende a ocorrer em encostas mais íngremes porque a tensão de cisalhamento aumenta e a força de cisalhamento diminui. Quando a tensão de cisalhamento torna-se maior do que a força de cisalhamento, a massa deslizará. Dessa forma, os deslizamentos de terra são mais prováveis onde a tensão de cisalhamento é alta (em encostas mais íngremes) e a força de cisalhamento é baixa (em uma encosta saturada por um alto índice de precipitação).

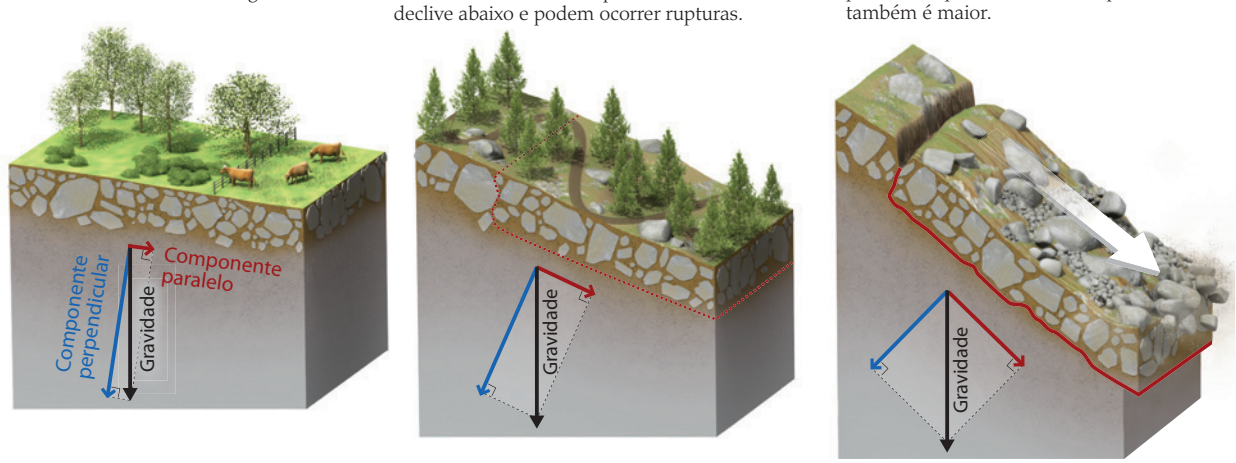
Uma equação simples, conhecida como *fator de segurança*, $F_s$, pode ser usada para prever onde e quando ocorrerá um movimento de massa:

$$F_s = \frac{\text{força de cisalhamento}}{\text{tensão de cisalhamento}}$$

Em encostas com declividade baixa, o solo é estável porque o componente perpendicular da gravidade é grande e tende a manter com firmeza as rochas e os solos no lugar.

Em encostas com declividade moderada, o solo pode tornar-se instável porque aumenta o componente da gravidade paralelo à declividade da encosta. Isso tende a empurrar as rochas e o solo declive abaixo e podem ocorrer rupturas.

Em encostas com declividade acentuada, o solo é instável porque o componente paralelo da gravidade aumenta muito e, portanto, a possibilidade de ruptura também é maior.




Forças agindo em um bloco de solo ou de rocha em diferentes inclinações.

Se o fator de segurança para uma encosta for menor do que 1, então pode-se esperar a ocorrência de movimento de massa.

Pode-se consultar as Tabelas A e B para valores de força e tensão de cisalhamento para determinar quais combinações de declividade e material de encosta proporcionariam locais seguros para construção.

### Tabela A

| Encosta | Tensão de cisalhamento |
|---|---|
| 5° | 1 |
| 20° | 5 |
| 30° | 25 |

### Tabela B

| Material | Força de cisalhamento |
|---|---|
| Solo solto | 3 |
| Ardósia | 10 |
| Granito | 50 |

Vamos calcular o fator de segurança para um local de construção sobre ardósia em uma encosta moderada de 20°.

$$F_s = \frac{\text{força de cisalhamento para a ardósia}}{\text{tensão de cisalhamento para encosta de 20°}} = 10/5 = 2$$

Espera-se que a encosta seja estável, mas não muito. Em muitos municípios, essa encosta seria considerada tão pouco estável que poderia não ser liberada para construção sem atender a padrões de engenharia extremamente caros.

***PROBLEMA EXTRA:*** Preencha as lacunas da Tabela C para as combinações restantes de encosta e material (por exemplo, começando com uma encosta de 5° em solo solto). Quais encostas seriam estáveis o bastante para sustentar uma construção?

### Tabela C

**Fator de segurança ($F_s$)**

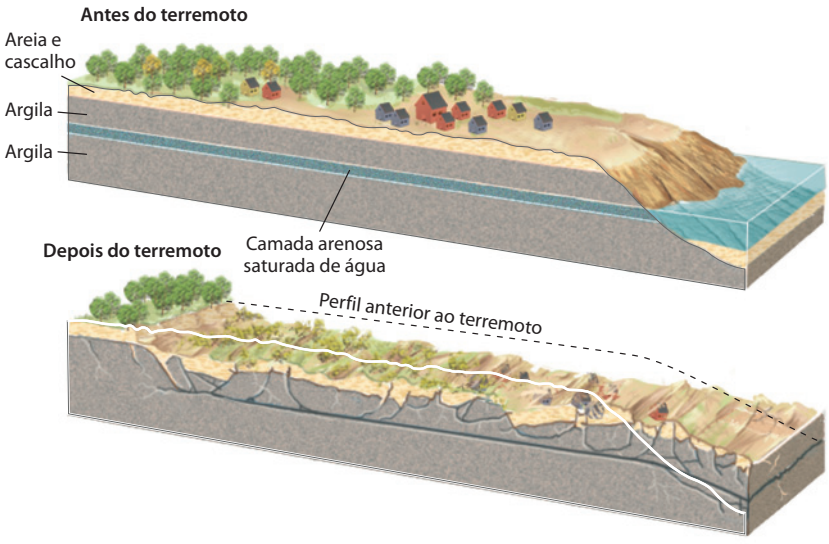
| ENCOSTA | Solo solto | Ardósia | Granito |
|---|---|---|---|
| 5° | _____ | _____ | _____ |
| 20° | _____ | _____ | _____ |
| 30° | _____ | _____ | _____ |

## Desencadeamento de movimentos de massa

Quando a combinação certa de materiais, umidade e declividade torna uma encosta instável, um movimento de massa passa a ser inevitável. Só é necessário um gatilho. Às vezes, o deslizamento, como aquele que ocorreu em Laguna Beach, é provocado por tempestades de chuva torrencial. Muitos movimentos de massa são acionados por vibrações, como aquelas que ocorrem em um terremoto. Outros podem ser desencadeados pelo aumento gradual da declividade devido à erosão, que pode resultar em inúmeros colapsos repentinos do talude.

Os laudos geológicos podem ajudar a minimizar os custos humanos ocasionados por movimentos de massa (ver Geologia na Prática), mas somente se as equipes de planejamento urbano e os compradores de residências considerarem seriamente tais laudos e evitarem construções ou loteamentos em áreas instáveis. Os movimentos de massa devastadores no sul da Califórnia em 2005 estiveram nitidamente relacionados à alta e incomum precipitação sazonal durante o inverno de 2004-2005. Con-

(a)




(b)

**FIGURA 16.16** ■ (a) Um deslizamento de terra desencadeado pelo grande terremoto do Alasca de 1964 destruiu Turnagain Heights, um bairro da cidade de Anchorage. (b) Secções transversais dos escalonamentos em Anchorage, Alasca, antes e depois do terremoto. [Steve McCutcheon/Alaska Pictorial Service]

tudo, essa precipitação estava relacionada às condições do El Niño (descrito no Capítulo 15), que os geocientistas agora acreditam ser regularmente recorrente.

De forma semelhante, a maioria dos danos causados pelo grande terremoto do Alasca no dia 27 de março de 1964 foi causada pelos deslizamentos que ele próprio desencadeou. Os movimentos de massa de rocha, terra e neve fizeram estragos estupendos nas áreas residenciais de Anchorage, e houve importantes deslizamentos submarinos ao longo da costa e nos lagos costeiros. Imensos escorregamentos aconteceram nos terraços planos, de altitude inferior a 30 ou 35 m, gerando um relevo escalonado em uma área próxima à costa. Esses terraços eram compostos de intercalações de camadas de argila e silte. Durante o terremoto, o solo tremeu tão forte que as camadas de areia instáveis e saturadas de água intercaladas na argila foram transformadas em pastas fluidas. Enormes blocos de argila e silte desprenderam-se dos terraços escalonados e escorregaram ao longo da base plana costeira com os sedimentos liquefeitos, compondo uma superfície completamente acidentada de blocos desorientados e prédios rachados (**Figura 16.16**). Casas e estradas foram destruídas e carregadas junto com o deslizamento. Todo o processo durou somente cinco minutos, tendo iniciado cerca de dois minutos depois do primeiro choque do terremoto. Em uma localidade, três pessoas morreram e 75 casas foram destruídas.

Os estudos sobre a estabilidade dessas encostas na Califórnia e no Alasca e a probabilidade de altas e repetidas precipitações ou terremotos indicaram que essa área era a principal candidata a sofrer escorregamentos. Um laudo geológico feito uma década antes tinha alertado sobre os riscos de desenvolvimento na parte do Alasca que sofreu os maiores danos, mas a grande beleza cênica da região ofuscou o julgamento das pessoas. O mesmo vale para o sul da Califórnia. No Alasca, as pessoas pagaram o preço com suas vidas. Felizmente, em Laguna Beach, o custo foi apenas o valor das propriedades, mas mesmo isso foi excessivo em uma área em que o preço médio de uma residência estava bem acima de um milhão de dólares.

## Classificação dos movimentos de massa

Embora a imprensa frequentemente se refira a qualquer movimento de massa como "deslizamento" ou "escorregamento", eles apresentam características diferentes, constituindo vários tipos de eventos. Utiliza-se, neste livro, o termo *deslizamento* somente em um sentido popular, para referir os movimentos de massa em geral.

Os geólogos classificam os movimentos de massa de acordo com três características, como resumido na **Figura 16.17**:

1. A natureza do material (por exemplo, se é rocha ou detrito inconsolidado).
2. A velocidade do movimento (desde alguns poucos centímetros por ano até muitos quilômetros por hora).
3. A natureza do movimento: se é deslizamento (o corpo do material move-se mais ou menos como uma unidade) ou se é fluxo (o material move-se como se fosse um fluido).

A natureza e a velocidade do movimento são muito influenciadas pelo conteúdo de água ou ar do material.

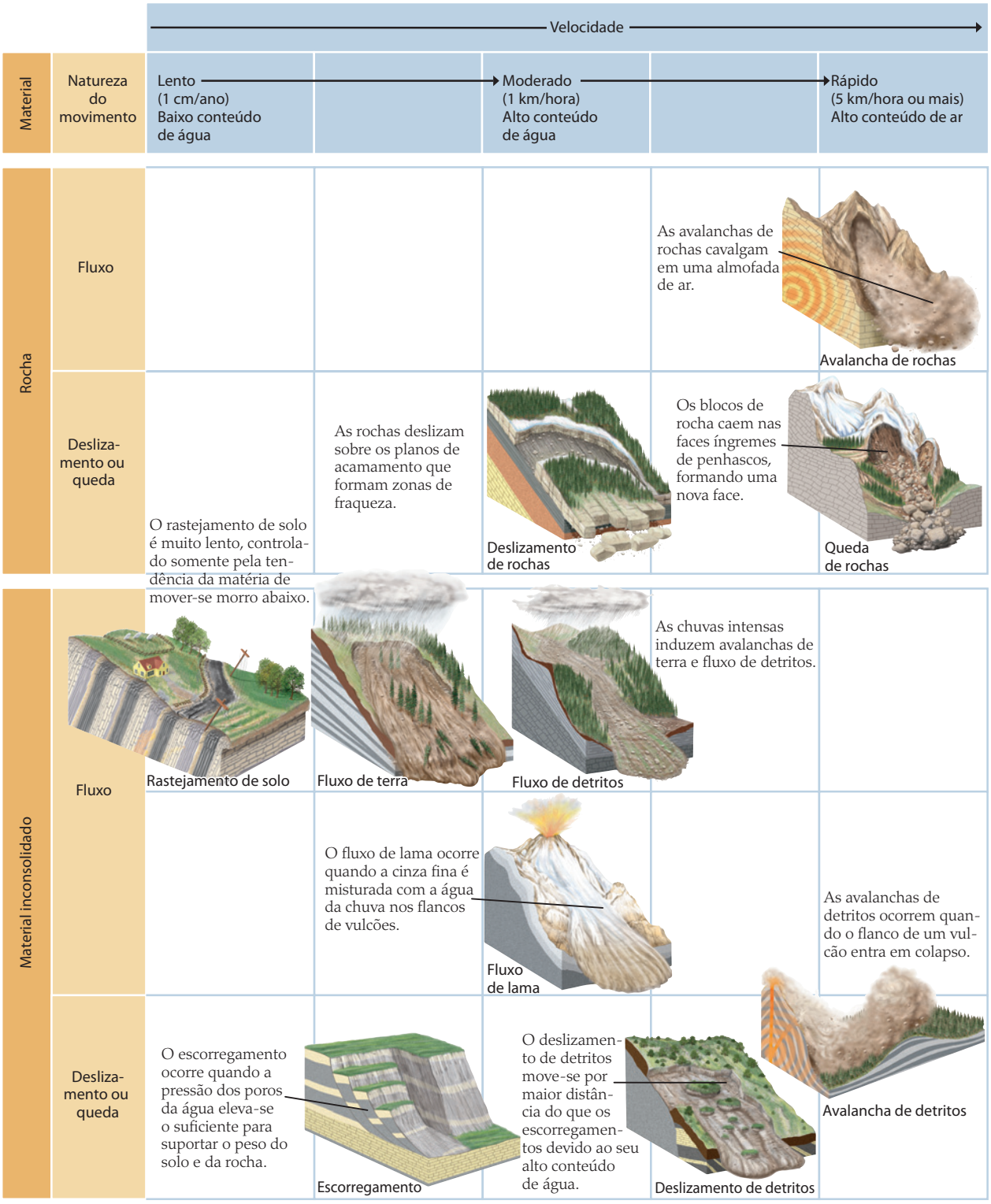
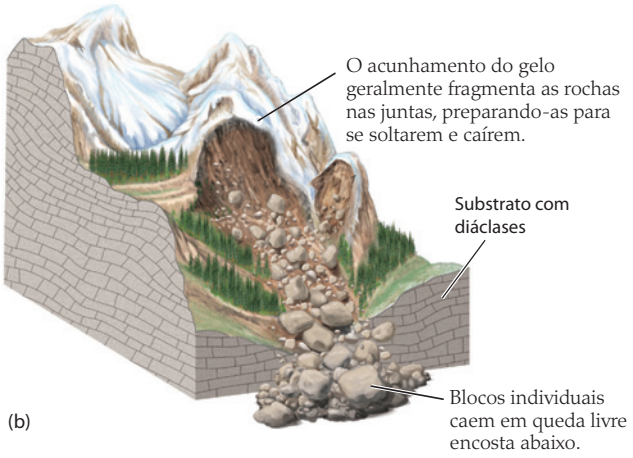



**FIGURA 16.17** ■ Os movimentos de massa são classificados de acordo com a natureza do material, a velocidade e a natureza do movimento.

(a)




(b)

**FIGURA 16.18** ■ (a) Queda de rocha no Parque Nacional Zion, Utah (EUA). (b) Em uma queda de rocha, blocos individuais despencam em queda livre a partir de um penhasco ou vertente montanhosa íngreme. [Foto de Sylvester Allred/Visuals Unlimited]

Alguns movimentos têm características que são intermediárias entre deslizamento e fluxo. A maior parte da massa move-se por deslizamento, por exemplo, mas partes ao longo da base podem mover-se como um fluido. Um movimento é chamado de *fluxo* se esse é o principal tipo de movimento. Nem sempre é fácil dizer o mecanismo exato de um movimento, pois o tipo deste deve ser reconstruído a partir de detritos depositados depois que ele cessou.

## Movimentos de massas de rochas

Os movimentos de rocha incluem queda, deslizamento e avalancha de rochas, desde blocos até grandes massas do substrato. Durante uma *queda de rocha*[9], os fragmentos individuais recém-rompidos caem de súbito, em queda livre, a partir de um penhasco ou vertente montanhosa íngreme (**Figura 16.18**). O intemperismo enfraquece o substrato ao longo das juntas até que a mais leve pressão, frequentemente exercida pela expansão da água quando congela em uma fenda, é suficiente para desencadear a queda de rocha. A velocidade da queda livre de blocos é a mais rápida entre todos os movimentos de rocha, mas a distância percorrida é a mais curta, geralmente de apenas alguns metros ou centenas de metros. A evidência da origem das quedas de blocos rochosos é clara a partir do acúmulo de tálus no sopé de penhascos rochosos, que podem ser correlacionados com os afloramentos rochosos do penhasco. Os depósitos de tálus acumulam-se lentamente, construindo encostas de pedregulho ao longo da base de um penhasco durante longos períodos de tempo.

Em muitos *deslizamentos de rocha*[10], as rochas não caem em queda livre, mas deslizam pelo declive. Embora esses movimentos sejam rápidos, eles são mais lentos que as quedas de blocos, pois as massas de substrato deslizam mais ou menos como um corpo unitário, frequentemente nos planos de juntas ou na superfície de acamamento paralelos à declividade da encosta (**Figura 16.19**).

As *avalanchas de rochas*[11] diferem dos deslizamentos de blocos por terem velocidades e distâncias de deslocamento maiores (**Figura 16.20**). Elas são compostas por grandes massas de materiais rochosos que foram fragmentados em partes menores quando caíram ou deslizaram. Então os fragmentos fluem encosta abaixo deslocando-se para mais longe com velocidades de dezenas a centenas de quilômetros por hora, cavalgando uma almofada de ar. As avalanchas de blocos são desencadeadas tipicamente por terremotos. Elas são os movimentos de massa mais destrutivos, devido ao seu grande volume (muitas ultrapassam meio milhão de metros cúbicos) e por causarem o rápido deslocamento de materiais por milhares de metros em altas velocidades.

A maioria dos movimentos de massas rochosas ocorre em regiões de altas montanhas, sendo raros em áreas acidentadas baixas. Essas massas tendem a se mover onde o intemperismo e a fragmentação atingem as rochas já predispostas a se romperem, devido à deformação estrutural, como falhas e juntas, planos de acamamento relativamente fracos ou foliação. Em muitas dessas regiões, as acumula-

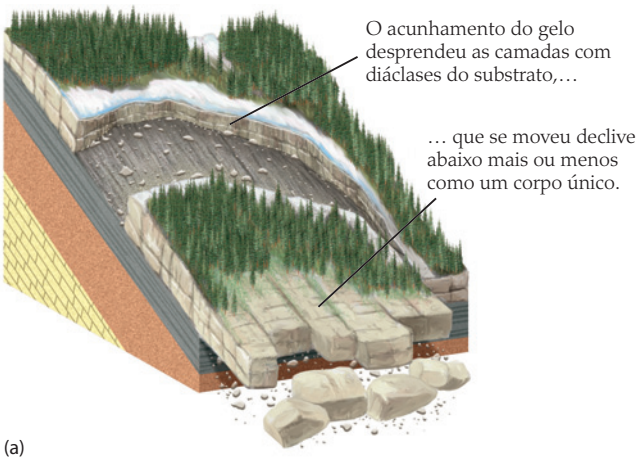



**FIGURA 16.19** ■ (a) Em um deslizamento de rochas, grandes massas do substrato movem-se mais ou menos como um bloco único em um deslocamento rápido declive abaixo. (b) Deslizamento de rocha, Elephant Rock, Parque Nacional de Yosemite, Califórnia (EUA). [Jeff Foott/DRK]

ções extensas de tálus ocorreram por quedas e deslizamentos de blocos pouco frequentes, mas de grandes proporções.

## Movimentos de massa de material inconsolidado

Os movimentos de massa de materiais inconsolidados incluem várias misturas de areia, silte, argila, solo, substrato rochoso fragmentado, árvores e arbustos, além de materiais construídos pelo homem, desde cercas até carros e casas. Geralmente, esses eventos são mais lentos que a maioria dos movimentos de rocha, em grande parte por causa dos ângulos menores da encosta em que esses materiais se tornam instáveis. Embora parte dos materiais inconsolidados movimente-se como corpos unitários coerentes, vários fluxos parecem-se com fluidos muito viscosos. (A viscosidade, como você deve se lembrar do Capítulo 4, é a medida da resistência ao movimento de um fluido.)

O movimento de massa inconsolidada mais lento é o **rastejamento do solo**[12] – deslocamento do solo ou de outros detritos declive abaixo (**Figura 16.21**). As taxas variam desde 1 até 10 mm/ano, dependendo do tipo de solo, do clima, da declividade do talude e da densidade da cobertura vegetal. O movimento é uma deformação muito lenta do regolito, na qual as camadas superiores

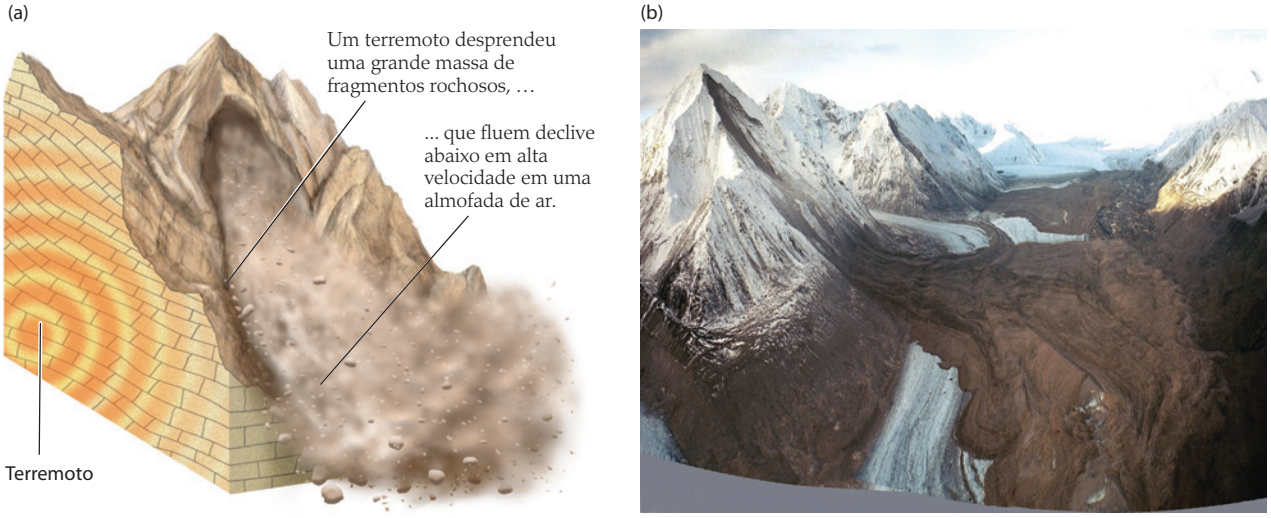



**FIGURA 16.20** ■ (a) Em uma avalancha de rochas, grandes massas de material rochoso fragmentado fluem, em vez de deslizarem, declive abaixo em alta velocidade. (b) Duas avalanchas de rochas podem ser vistas ao longo da falha Denali, no Alasca, tendo sido desencadeadas pelo terremoto de 3 de novembro de 2002. As avalanchas de rochas deslocaram-se na vertente sul da montanha, cortando a Geleira Black Rapids em uma largura de 2,4 km, e movendo-se parcialmente para cima da encosta oposta. [Foto de Dennis Trabant, USGS; mosaico de Rod March, USGS]

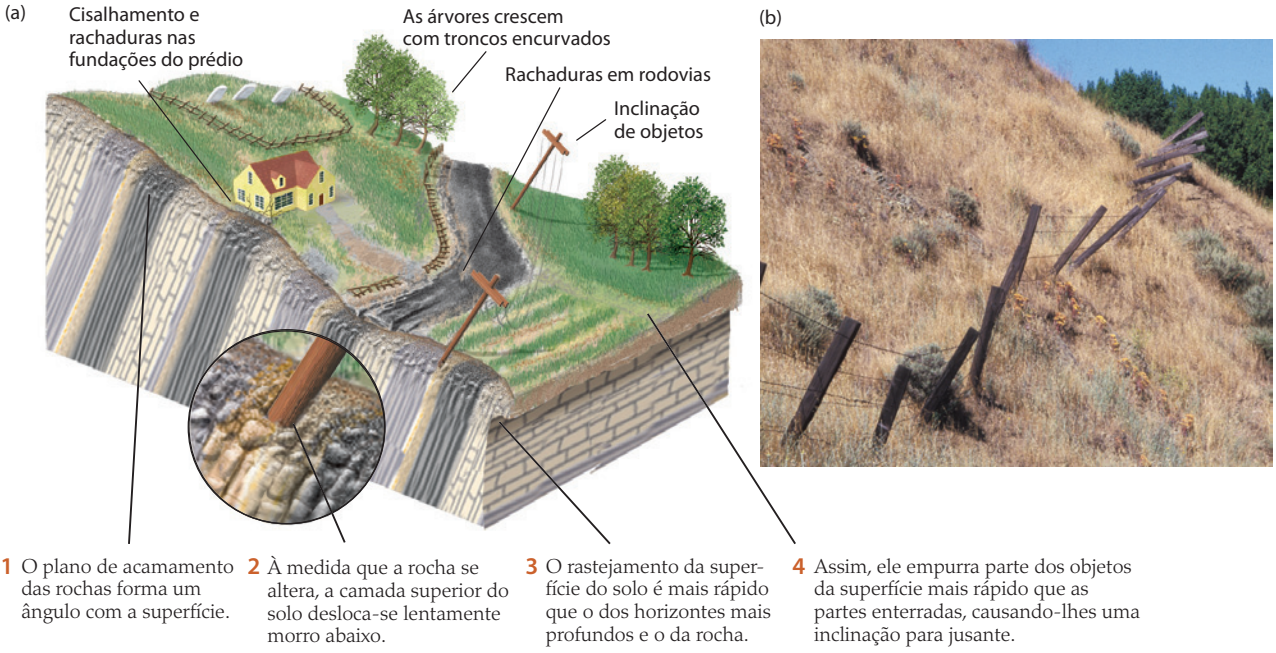



**FIGURA 16.21** ■ (a) O rastejamento do solo é o deslocamento deste e de outros detritos declive abaixo em uma taxa de cerca de 1 a 10 mm/ano. (b) Uma cerca inclinada pelo rastejamento do solo na localidade de Marin, na Califórnia (EUA). [Travis Amos]

deste deslocam-se declive abaixo mais rapidamente que as inferiores. Tais movimentos lentos podem causar inclinações de árvores, postes da rede de telefonia e cercas ou leves deslocamentos encosta abaixo. O grande peso das massas de solo rastejando declive abaixo pode quebrar muros de contenção mal projetados e rachar as paredes e fundações de prédios. Em regiões periglaciais onde o subsolo está permanentemente congelado, ocorre *solifluxão*, um tipo de movimento quando a água das camadas superficiais do solo alternadamente se congela e descongela, fazendo com que ele escorra declive abaixo carregando consigo fragmentos rochosos e outros detritos.

Os fluxos de terra ou solo e os fluxos de detritos são movimentos de massa fluida que ocorrem quando a chuva ensopa e afrouxa o material permeável sobrejacente a uma camada de rocha menos permeável. Eles geralmente deslocam-se mais rápido que o rastejo, a uma velocidade de poucos quilômetros por hora, principalmente porque estão saturados com água e, assim, têm menos resistência ao fluxo. Um *fluxo de terra*[13] é um movimento fluido de materiais de grãos relativamente finos, como solos, folhelhos alterados e argilas (**Figura 16.22**). Um *fluxo de detritos*[14] é um movimento de massa fluida de fragmentos de rocha suportados por uma matriz lamosa (**Figura 16.23**). Os fluxos de detritos contêm muito material com granulação mais grossa que areia e tendem a se mover mais rapidamente que os fluxos de terra. O deslizamento em Laguna Beach, Califórnia, descrito acima, foi classificado como um fluxo de detritos. Em alguns casos, os fluxos de detritos podem alcançar velocidades de 100 km/h.

*Fluxos de lama*[15] são fluxos de massas de materiais predominantemente mais finas que areia, junto com alguns detritos de rocha, contendo grande quantidade de água (**Figura 16.24**). A lama oferece pouca resistência ao movimento por causa de seu alto conteúdo de água e, assim, tende a se mover mais rápida que a terra ou os detritos. Muitos fluxos de lama movem-se a vários quilômetros por hora. Predominantes em regiões acidentadas e semiáridas, os fluxos de lama acontecem quando o material de grão fino torna-se saturado. Fluxos de lama de material piroclástico úmido, chamados de *lahar*, podem ser desencadeados por erupções vulcânicas, como quando um fluxo de lava derrete a neve e o gelo (ver Capítulo 12). Da mesma forma, os fluxos de lama podem começar quando a lama seca e rachada em uma encosta é submetida a chuvas infrequentes e, às vezes, prolongadas. Se a lama continuar absorvendo a água enquanto a chuva prosseguir, suas propriedades físicas mudam; o atrito interno diminui e a massa torna-se muito menos resistente ao movimento. As encostas, que eram estáveis quando secas, tornam-se instáveis, e qualquer perturbação, como um terremoto, desencadeia o movimento de massas de lamas embebidas em água. Os fluxos de lama deslocam-se desde as vertentes altas até mergulharem no fundo do vale. Onde eles saem do confinamento dos vales e alcançam as amplas encostas baixas e planas, podem se alargar, cobrindo enormes áreas com detritos úmidos. Os fluxos de lama podem carregar imensos matacões, árvores e, mesmo, casas.

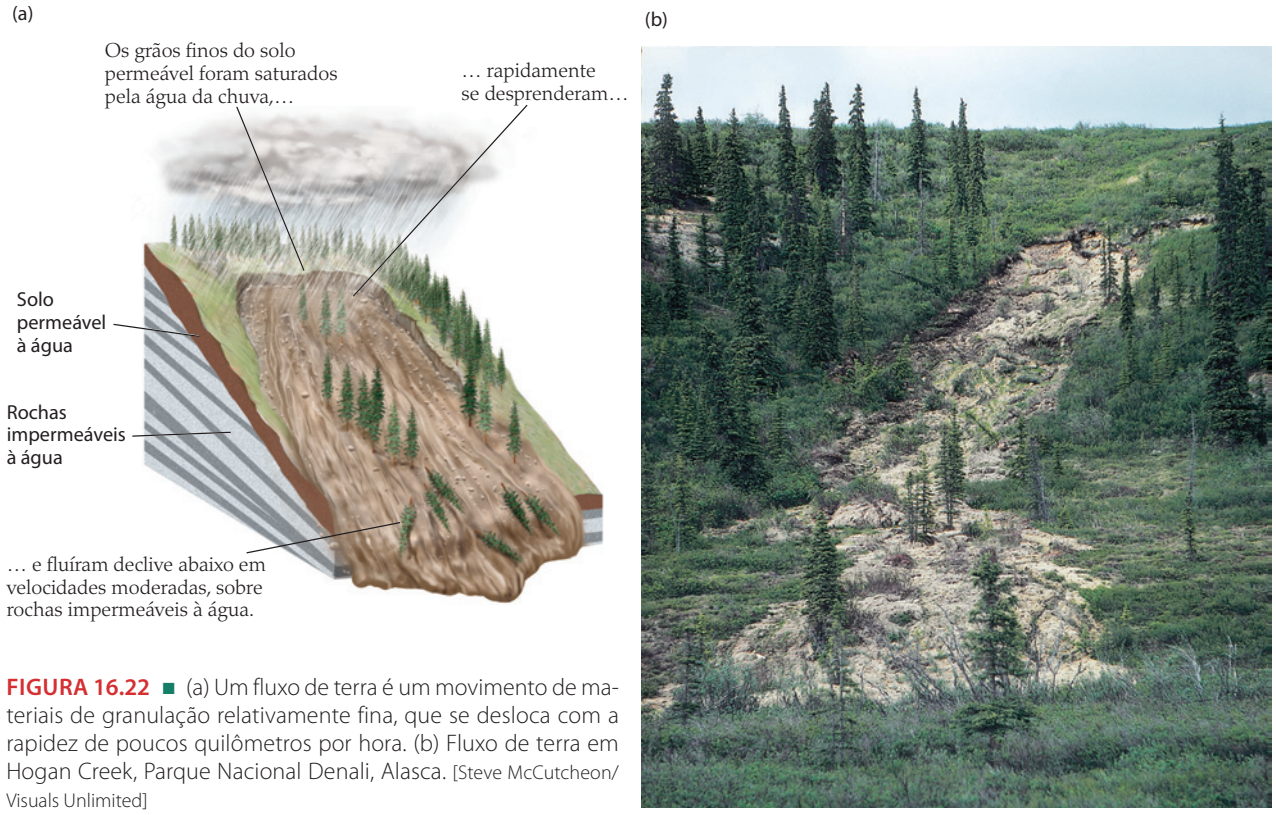



**FIGURA 16.22** ■ (a) Um fluxo de terra é um movimento de materiais de granulação relativamente fina, que se desloca com a rapidez de poucos quilômetros por hora. (b) Fluxo de terra em Hogan Creek, Parque Nacional Denali, Alasca. [Steve McCutcheon/ Visuals Unlimited]

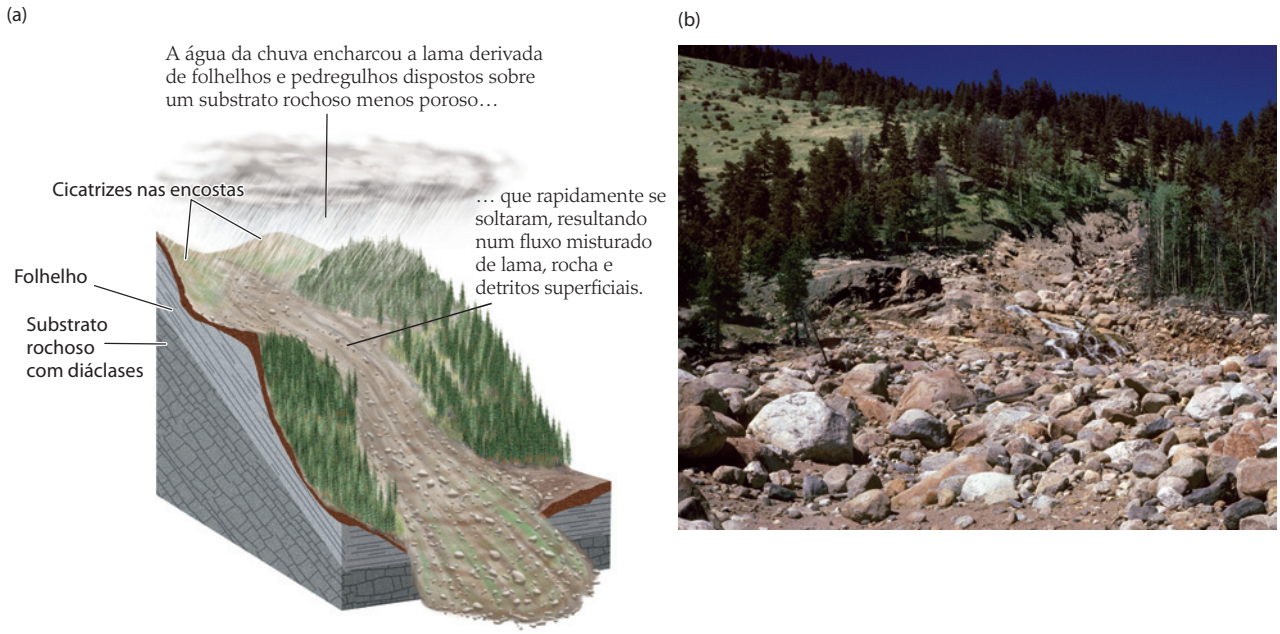



**FIGURA 16.23** ■ (a) Um fluxo de detritos contém material que é mais grosso que areia e se desloca em velocidades que variam de poucos quilômetros até muitas dezenas de quilômetros por hora. (b) Fluxos de detritos no Parque Nacional das Montanhas Rochosas, Colorado (EUA). [E. R. Degginger]

*Avalanchas de detritos*[16] (**Figura 16.25**) são rápidos movimentos declive abaixo de solo e rocha que geralmente ocorrem em regiões montanhosas úmidas. Suas velocidades resultam de uma combinação do grande conteúdo de água e da inclinação da encosta. Detritos saturados em água podem mover-se com velocidade

**FIGURA 16.24** ■ (a) Os fluxos de lama tendem a mover-se mais rápido que os fluxos de terra ou de detritos porque contêm grande quantidade de água. (b) Um terremoto no Tadjiquistão[17] em janeiro de 1989 produziu fluxos de lama de 15 m de espessura em encostas fragilizadas pela chuva. [Washington State Department of Transportation, Seattle Times/MCT]

de até 70 km/h, comparável àquela da água fluindo em uma encosta de declive moderado. Uma avalancha de detritos carrega consigo tudo o que encontra em seu caminho.

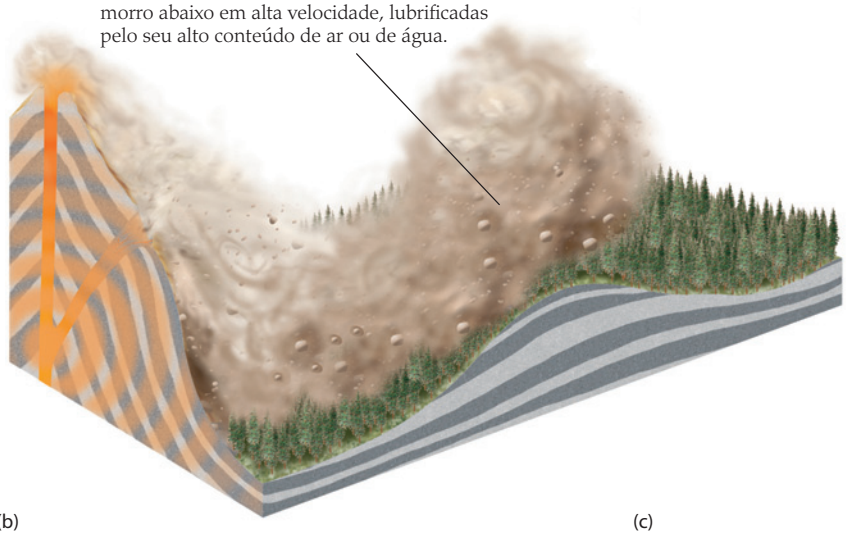
Em 1962, uma avalancha de detritos no nevado Huascarán[18], no Peru, uma das montanhas mais altas dos Andes, deslocou-se quase 15 km em aproximadamente sete minutos, engolfando grande parte de oito vilas e matando 3.500 pessoas. Oito anos depois, em 31 de maio de 1970, um terremoto ocasionou o desprendimento de uma enorme massa de gelo, situada na mesma montanha. Quando o gelo se fragmentou, misturou-se com detritos do alto da encosta e tornou-se uma avalancha de detritos e gelo. A avalancha colheu mais detritos enquanto corria encosta abaixo, aumentando inacreditavelmente sua velocidade para cerca de 280 km/h. Mais de 50 milhões de metros cúbicos de detritos lamosos ribombaram nos vales, matando 18 mil pessoas e varrendo do mapa os vilarejos que lá se situavam (Figura 16.25b). Em 30 de maio de 1990, um terremoto estremeceu outra área montanhosa no norte do Peru, na mesma zona de subducção ativa, novamente acionando avalanchas de detritos e fluxos de lama. Ela ocorreu um dia antes da cerimônia organizada para relembrar o desastre ocorrido 20 anos antes. Em regiões próximas a limites de placas convergentes, onde o soerguimento e o vulcanismo geram encostas instáveis e terremotos frequentes, não pode haver dúvida sobre a necessidade de aprender como prever não só os terremotos como também os perigosos movimentos de massa que se seguem.

Um **escorregamento**[19] é um deslizamento lento de material inconsolidado que se desloca como um corpo unitário, deixando uma cicatriz em sua origem (**Figura 16.26**). Na maioria das vezes, os escorregamentos deslizam ao longo de uma superfície basal com forma côncava para cima, como uma colher. Mais rápidos que os escorregamentos são os *deslizamentos de detritos*[20] (**Figura 16.27**), nos quais os materiais rochosos e o solo movem-se como uma ou mais unidades de grandes extensões ao longo de planos de fraqueza, como uma zona de argila saturada de água situada dentro ou na base dos detritos. Durante o deslizamento, parte dos detritos pode comportar-se como um fluxo remexido e caótico. Tal deslizamento pode tornar-se predominantemente um fluxo enquanto move-se rapidamente declive abaixo e a maioria dos materiais se mistura como se fosse um fluido.

## Para entender a origem dos movimentos de massa

Para entender como a declividade das encostas, a natureza dos materiais e a quantidade de água que os mesmos contêm interagem para originar movimentos de massa, os geólogos estudam tanto os eventos naturais como aqueles provocados pelas atividades humanas. Eles investigam as causas de um movimento de massa atual combinando observações de campo com estudos geológicos da origem do movimento e a distribuição e natureza dos detritos disseminados. Eles podem inferir as causas de um movimento de massa pré-histórico, por exemplo, a partir unicamente das evidências geológicas dos locais onde os detritos ainda estão presentes e, por isso, sua forma, tamanho e composição podem ser analisados.

(a)




(b)

Municípios de Yungay e Ranrahirca antes de serem soterrados por uma avalancha de detritos induzida por um terremoto no monte Huascarán, Peru.

(c)

Consequências da avalancha.

**FIGURA 16.25** ■ (a) Uma avalancha de detritos é o mais rápido fluxo inconsolidado, devido ao seu alto conteúdo de água e deslocamento em encostas de alta declividade. (b, c) Em 1970, uma avalancha induzida por terremoto no nevado Huascarán, no Peru, soterrou os vilarejos de Yungay e Ranrahirca, matando 18 mil pessoas. A avalancha percorreu 17 km a uma velocidade superior a 280 km/h e estima-se que tenha atingido um volume de 50 milhões de metros cúbicos de água, lama e rochas. [Lloyd Cluff/CORBIS]

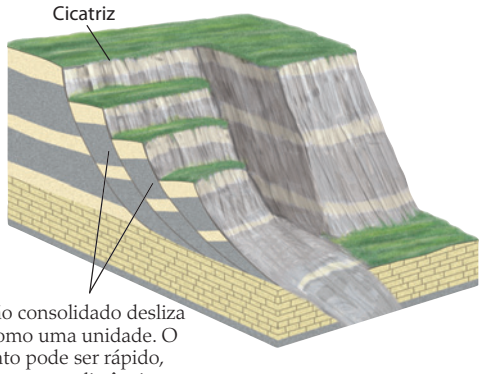
## Causas naturais de movimentos de massa

O deslizamento no vale do rio Gros Ventre, no oeste de Wyoming (EUA), ocorrido em 1925, ilustra como a água, a natureza dos materiais do talude e a estabilidade deste interagem para produzir movimentos de massa (**Figura 16.28**). Na primavera daquele ano, a neve derretida e as chuvas pesadas inundaram os rios e saturaram o solo do vale. Um fazendeiro local, montado em seu cavalo, olhou para o alto e viu toda a vertente do vale desabando em direção à sua fazenda. Parado na porteira de sua propriedade, ele viu o deslizamento disparando perto dele a aproximadamente 80 km/h e sepultando todos os seus bens.

Naquele dia, cerca de 37 milhões de metros cúbicos de rocha e solo deslizaram nas encostas de um dos lados do vale e, então, avançaram no lado oposto até uma altura de 30 m e caíram de volta, preenchendo o fundo do vale. Grande parte do deslizamento de rochas constituía-se de uma massa caótica de blocos de arenito, folhelho e solo, mas uma grande seção do lado do vale, coberta com solo e uma floresta de pinheiros, deslizou declive abaixo como um bloco inteiro. O deslizamento de rochas represou o rio e originou um grande lago durante os dois anos subsequentes. Posteriormente, o lago extravasou, destruindo a represa e rapidamente inundando todo o vale a jusante.

As causas do deslizamento de Gros Ventre foram todas naturais. De fato, a estratigrafia e a estrutura do vale

(a)




(b)

**FIGURA 16.26** ■ (a) Um escorregamento é um lento deslizamento de material não consolidado que se desloca como uma unidade. (b) Escorregamento do solo, Sheridan, Wyoming. [E. R. Degginger]

(a)

**FIGURA 16.27** ■ (a) Um deslizamento de detritos desloca-se como uma ou várias unidades e move-se mais rapidamente que um escorregamento. (b) Um deslizamento de detritos relativamente recente atulhou este estreito vale nas montanhas Tien Shan, no Quirguistão[21]. [Martin Miller/Visuals Unlimited]

tornaram o deslizamento quase inevitável. No lado onde o deslizamento ocorreu, uma formação arenítica permeável e resistente à erosão mergulhava cerca de 20° em direção ao rio, sendo paralela ao declive daquela vertente. Sotopostas ao arenito, estavam as camadas de folhelho mole e impermeável, que se tornaram escorregadias quando foram umedecidas. As condições tornaram-se ideais para um deslizamento quando o canal do rio escavou através de quase todo o arenito da parede do fundo do vale e deixou-o virtualmente sem sustentação. Somente o atrito ao longo do plano de acamamento entre o arenito e o folhelho impedia o deslizamento da camada superior. A remoção feita pelo rio do suporte do arenito foi equivalente a escavar na base de um monte de areia – ambas causam uma inclinação excessiva. As chuvas intensas e a água de degelo saturaram o arenito e a superfície de contato do folhelho sotoposto, criando um plano escorregadio ao longo dos planos de acamamento na parte superior do folhelho. Não se sabe o que acionou o deslizamento de Gros Ventre, mas em certo momento a tensão de cisalhamento na base da massa de deslizamento superou a força de cisalhamento e quase todo o arenito deslizou declive abaixo ao longo da superfície lubrificada com água do topo da camada de folhelho.

A formação de uma represa no rio e o surgimento de um lago são consequências comuns de um movimento de massa. Como muitos dos materiais que deslizam são permeáveis e frágeis, tais represas são logo rompidas quando a água do lago alcança um nível alto ou extravasa. Então o lago é repentinamente drenado, liberando uma torrente catastrófica de água (ver Figura 16.28).

(b)

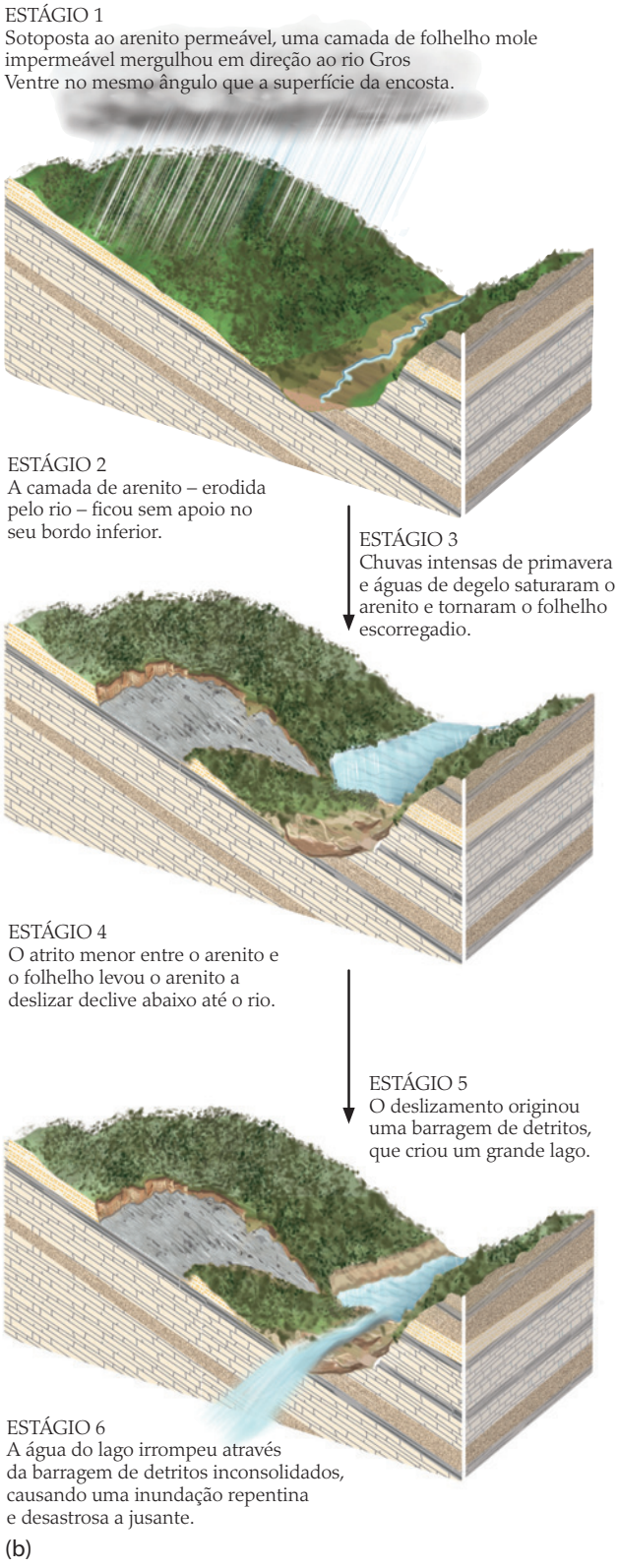
## Atividades humanas que promovem ou desencadeiam movimentos de massa

Embora a maior parte da dispersão de massa seja natural, o ser humano pode desencadear escorregamentos, como também torná-los mais frequentes em áreas vulneráveis. Atividades de construção e escavação, que resultam no aumento da declividade de encostas, e atividades como corte raso, que remove a cobertura vegetal, podem aumentar a probabilidade de deslizamentos de terra. A engenharia criteriosa de sistemas de drenagem em áreas vulneráveis pode evitar que a água torne os materiais da encosta mais instáveis. A geologia de alguns locais é tão favorável a deslizamentos que deveríamos renunciar inteiramente a construir projetos nessas áreas.

Um desses lugares foi Vaiont, um vale alpino italiano bordejado por encostas íngremes de calcário e folhelho intercalados. Um grande reservatório no vale foi represado por uma barragem de concreto (a segunda mais alta do mundo, com 265 m). Na noite de 9 de outubro de 1963, um grande deslizamento de detritos de 240 milhões de metros cúbicos (2 km de comprimento, 1,6 km de largura e mais de 150 m de espessura) mergulhou nas águas profundas do reservatório. Os detritos preencheram o reservatório até 2 km a montante da barragem e criaram um gigantesco derramamento. Na violenta torrente que se arremessou rio abaixo, como uma onda inundante de 70 metros de altura, 3 mil pessoas morreram.

Os engenheiros haviam ignorado três sinais de alerta em Vaiont (**Figura 16.29**):

(a)




(b)

**FIGURA 16.28** ■ O deslizamento de 1925, em Gros Ventre. (a) A cicatriz deixada pelo deslizamento de terra de Gros Ventre ainda pode ser vista no Parque Nacional Grand Teton, Wyoming. (b) Como o deslizamento ocorreu. [(a) Steven Dutch; (b) Fonte: W. C. Alden, "Landslide and Flood at Gros Ventre, Wyoming," *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers* (1928): 345-361]

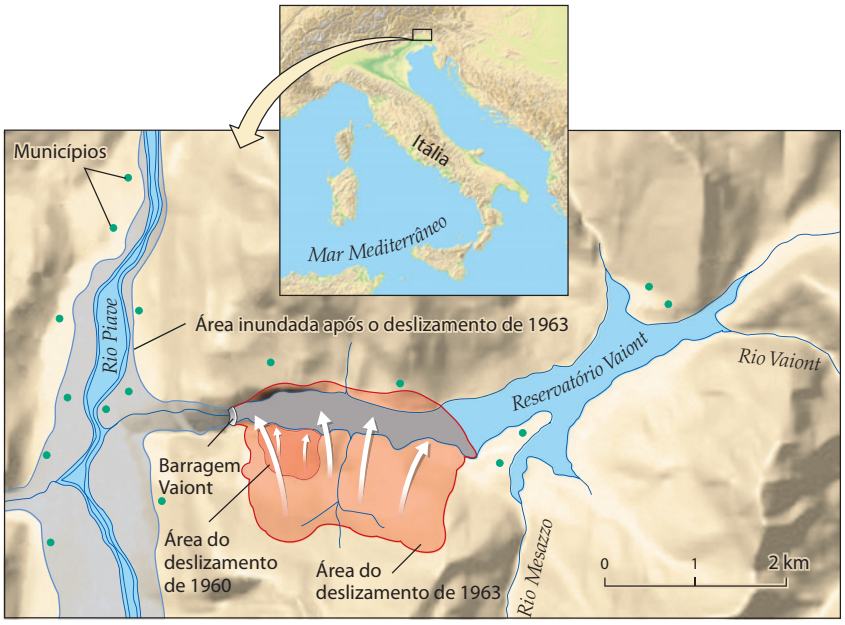



**FIGURA 16.29** ■ Os efeitos trágicos de um movimento de massa no reservatório da Barragem Vaiont, nos alpes italianos, deveriam ter sido previstos e evitados. Um pequeno deslizamento de rocha em 1960 alertou sobre o perigo de movimentos de massa acima do reservatório. Em outubro de 1963, um enorme deslizamento de detritos fez com que a água do reservatório extravasasse a barragem e inundasse as áreas a jusante, matando 3 mil pessoas.

1. A fragilidade das camadas fraturadas e deformadas de calcário e folhelho que formavam as paredes íngremes do reservatório.
2. A cicatriz de um antigo deslizamento nas vertentes do vale a montante do reservatório.
3. Um alerta antecipado do perigo, indicado por um pequeno deslizamento de blocos em 1960, apenas três anos antes.

Embora o deslizamento de 1963 tenha sido natural e não pudesse ser evitado, suas consequências poderiam ter sido muito menos graves. Se o reservatório estivesse em um lugar mais seguro, onde a água estivesse menos propensa a extravasar o dique de contenção, os danos poderiam ter sido reduzidos a poucas perdas materiais e a bem poucas mortes. Não podemos impedir a maioria dos movimentos de massa, mas podemos minimizar nossas perdas por meio de controles mais cuidadosos das construções e do uso do solo.

## *Projeto no Google Earth*

Imagem de satélite do Google Earth mostrando o sudoeste dos Estados Unidos e a localização dos lugares discutidos neste exercício.

Intemperismo, erosão e dispersão de massa controlam a forma da superfície terrestre, bem como o suprimento de materiais sedimentares que fluem com as correntes e a água subterrânea para os oceanos e os lagos. Os acidentes geográficos, produtos do intemperismo de superfície, e as feições dos movimentos de massa são facilmente observados no Google Earth. Os três exemplos que estudaremos aqui ilustram esses processos e produtos. O Monument Valley, no Arizona (EUA), mostra-nos como a cor das rochas e a forma dos acidentes geográficos podem estar relacionados ao intemperismo, enquanto os resultados de movimentos de massa declive abaixo são visíveis em La Conchita, Califórnia, e em Gros Ventre, Wyoming.

**LOCALIZAÇÃO** Monument Valley, Arizona; La Conchita, Califórnia; Gros Ventre, Wyoming.

**OBJETIVO** Observar feições do intemperismo, processos erosivos e eventos de dispersão de massa na superfície terrestre usando imagens do Google Earth.

**REFERÊNCIA** Figuras 16.6, 16.12, 16.17 e 16.28

1. Navegue até Monument Valley, Arizona, a 36°56′45″ N, 110°08′01″W, e use o *zoom* até atingir uma altitude de 15 km. Considerando a cor do material sedimentar visto na paisagem, qual das alternativas a seguir você acha que representa a forma mais proeminente do intemperismo ocorrendo nesse local?
   *a.* Acunhamento do gelo
   *b.* Esfoliação do granito
   *c.* Oxidação do ferro
   *d.* Dissolução do carbonato de cálcio

2. Todas as feições geológicas exclusivas no Monument Valley parecem ter superfícies superiores planas. O desenvolvimento de superfícies planas pode ser devido à presença de uma rocha de proteção que se altera ao longo dos planos de acamamento. Para testar a hipótese de que essas superfícies são planas, examine-as e observe uma série de altitudes em diferentes pontos. Determine se a variedade de altitudes medidas é consistente com uma superfície plana. Comece seu estudo examinando a feição em 36°58′00″ N, 110°06′50″W, com altitude de 7 km. Que variedade de altitudes você encontra?
   *a.* Uma variedade estreita de altitudes, consistentemente em torno de 2.000 m
   *b.* Uma ampla variedade de altitudes, de 500 a 4.000 m
   *c.* Uma variedade moderada de altitudes, de 500 a 1.500 m
   *d.* Todas as superfícies estão abaixo do nível do mar

3. Navegue até 34°21′53″ N; 119°26′43″W e dê uma olhada nas consequências do movimento de massa de 2005 em La Conchita. Esse movimento foi desencadeado por um volume excessivo de chuva. Investigue a área inclinando o ângulo de visão para o nordeste. Com base em sua investigação, como você melhor descreveria a distinta feição geográfica vista nessa localidade?
   *a.* Um fluxo de lama
   *b.* Um deslizamento de rocha
   *c.* Uma encosta estável
   *d.* Um penhasco vertical

4. Antes de sair de La Conchita, use a ferramenta de medição para determinar o comprimento aproximado declive abaixo da massa removida. Agora navegue para leste até Gros Ventre, Wyoming (83001). Use o *zoom* até atingir uma altitude de 7 km e gire o ângulo de visão para o sudeste. Lá, você encontrará outro exemplo de movimento de massa, mas em um diferente contexto geológico. Localize o deslizamento de terra e use a mesma ferramenta de medição para medir o comprimento declive abaixo da massa removida. Qual das comparações a seguir está mais próxima de sua medição?
   *a.* A massa de Gros Ventre é 2.200 m mais longa do que a de La Conchita.
   *b.* A massa de Gros Ventre é 1.300 m mais longa do que a de La Conchita.
   *c.* A massa de Gros Ventre é 1.200 m mais curta do que a de La Conchita.
   *d.* A massa de Gros Ventre é 700 m mais curta do que a de La Conchita.

### *Pergunta-desafio opcional*

5. O deslizamento de terra de Gros Ventre ocorreu em uma seção íngreme das Montanhas Rochosas, adjacente a um vale fluvial. Observe o lago a montante do rio. Como o lago se formou?
   *a.* A lava, que derramou de um vulcão próximo, transbordou sobre o rio, criando uma represa.
   *b.* O deslizamento de terra removeu de modo permanente toda a vegetação da cordilheira, evitando o desenvolvimento do solo.
   *c.* O deslizamento de terra expôs fontes que supriram água para uma depressão atrás dele.
   *d.* O deslizamento de terra moveu-se montanha abaixo e através do rio, formando uma represa.

## RESUMO

***O que é o intemperismo e como ele é controlado?*** As rochas são desintegradas na superfície terrestre pelo intemperismo químico – a alteração química ou dissolução de um mineral – e pelo intemperismo físico – a fragmentação das rochas por processos mecânicos. A erosão transporta os produtos do intemperismo, que são a matéria-prima dos sedimentos e afasta-os de sua origem. A natureza da rocha-matriz afeta o intemperismo porque os diversos minerais alteram-se em ritmos diferentes e têm diferentes susceptibilidades às fraturas. O clima influencia fortemente o intemperismo: a chuva intensa e o calor acelerando-o; e o frio e a aridez tornando-o lento. A presença de solo também acelera o intemperismo, pois fornece umidade e ácidos secretados por organismos. Quanto maior o tempo de alteração, mais completamente a rocha se altera.

***Quais são os processos do intemperismo químico?*** O intemperismo do feldspato, que é o silicato mais abundante, serve de exemplo dos processos que alteram a maioria dos minerais silicatados. Na presença de água, o feldspato é submetido à hidrólise para formar caulinita. O dióxido de carbono ($CO_2$) dissolvido na água favorece a alteração química, reagindo com a água para formar ácido carbônico ($H_2CO_3$). A água levemente ácida dissolve íons de potássio e sílica, deixando a caulinita. O ferro (Fe), que é encontrado na forma de ferro ferroso em muitos silicatos, altera-se pela oxidação, produzindo o óxido de ferro férrico. Esses processos operam em várias taxas, dependendo da estabilidade química dos minerais submetidos ao intemperismo.

***Quais são os processos do intemperismo físico?*** O intemperismo físico desagrega as rochas em fragmentos, seja ao longo de zonas de fraqueza preexistentes, seja ao longo das juntas e de outras fraturas das massas rochosas. O intemperismo físico é impulsionado pelo acunhamento do gelo e pelas escavações e buracos feitos por organismos e raízes de vegetais, processos que contribuem para a expansão das fendas. Os microrganismos contribuem tanto para o intemperismo físico quanto para o químico. Padrões de desagregação, como a esfoliação, resultam das interações entre intemperismo químico e mudanças de temperatura.

***Que fatores são importantes no desenvolvimento do solo?*** O solo é uma mistura de partículas de rocha, argilominerais e outros produtos do intemperismo, bem como de húmus. Ele desenvolve-se por meio de entrada de novo material, perda de material original e modificação por mistura física e reações químicas. Os cinco fatores-chave que afetam o desenvolvimento do solo são o material-matriz, o clima, a topografia, os organismos e o tempo.

***O que são movimentos de massa e que tipos de materiais eles envolvem?*** Os movimentos de massa são deslizamentos, fluxos ou quedas declive abaixo de grandes massas de material como resposta à atração pela gravidade. Os movimentos podem ser imperceptivelmente lentos ou rápidos demais para serem ultrapassados por alguém correndo. As massas consistem em material consolidado, incluindo rochas e sedimentos compactados ou cimentados; ou materiais inconsolidados. Os movimentos de rochas incluem a queda, o deslizamento e as avalanchas. O material inconsolidado move-se por rastejamento do solo, escorregamento, deslizamento de detritos, avalancha de detritos, fluxo de terra, fluxo de lama e fluxo de detritos.

***Que fatores são responsáveis pelos movimentos de massa e como tais movimentos são desencadeados?*** Os três fatores que têm a maior importância em predispor o material a se mover morro abaixo são a declividade e a estabilidade da encosta, a natureza do material e o conteúdo de água deste. As encostas de material inconsolidado tornam-se instáveis quando estão mais inclinadas que o ângulo de repouso, que é o ângulo máximo que o talude de um material assumirá sem desabar. As encostas de material consolidado podem também se tornar instáveis quando sua inclinação passa a ser excessiva ou sua vegetação é removida. A água absorvida pelo material contribui para a instabilidade pela diminuição do atrito interno e pela lubrificação dos planos de fraqueza do material. Os movimentos de massa podem ser acionados por terremotos, chuvas torrenciais ou por aumento gradual da declividade de uma encosta em função da erosão.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

acunhamento do gelo (p. 448)
ângulo de repouso (p. 454)
caulinita (p. 442)
dispersão de massa (p. 440)
escorregamento (p. 465)
esfoliação (p. 448)
estabilidade química (p. 446)
hematita (p. 445)
húmus (p. 450)
liquefação (p. 456)
material consolidado (p. 453)
material inconsolidado (p. 453)
movimento de massa (p. 453)
perfil do solo (p. 450)
rastejamento do solo (p. 462)
solo (p. 450)
tálus (p. 457)

## EXERCÍCIOS

1. O que as diversas rochas utilizadas em lápides podem nos dizer sobre o intemperismo?
2. Quais minerais formadores de rocha encontrados em rochas ígneas alteram-se para argilominerais?
3. Como a chuva abundante afeta o intemperismo?
4. Qual das duas rochas altera-se mais rápido, o granito ou o calcário?
5. Como o intemperismo físico influencia o intemperismo químico?
6. Como o clima influencia o intemperismo químico?
7. Qual é o papel desempenhado pelos terremotos na ocorrência de escorregamentos?
8. Que tipos de movimentos de massa avançam tão rápido que uma pessoa correndo não poderia ultrapassá-los?
9. Como a absorção de água enfraquece o material inconsolidado?
10. O que é um ângulo de repouso e como ele varia com o conteúdo de água?
11. Como a declividade de um talude afeta a dispersão de massa?
12. O que é um fluxo de lama e como é produzido?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. No norte de Illinois, pode-se encontrar dois solos desenvolvidos em um mesmo tipo de substrato rochoso: um tem 10 mil anos e o outro, 40 mil anos. Que diferenças você esperaria encontrar em suas composições ou perfis?
2. Qual das duas rochas você esperaria que se alterasse mais rápido, o granito ou o basalto? Que fatores influenciaram sua escolha?
3. Considere que um granito com cristais de cerca de 4 mm de diâmetro e com um sistema retangular de juntas espaçadas aproximadamente de 0,5 a 1 m esteja se alterando na superfície terrestre. Que tamanho geral você esperaria encontrar para a maior partícula alterada?
4. Por que você esperaria que uma rodovia localizada em uma região úmida e fria e feita de concreto, que é uma rocha artificial, mostrasse tendência a rachar e desenvolver uma superfície rugosa e desnivelada, mesmo não estando sujeita ao tráfego pesado?
5. A pirita é um mineral no qual o ferro ferroso está combinado com o íon sulfeto. Qual é o principal processo químico de alteração da pirita?
6. Ordene as rochas a seguir de acordo com a rapidez com que elas se alteram em um clima úmido e quente: um arenito de puro quartzo, um calcário de pura calcita, um granito e um depósito evaporítico de halita.
7. Como se pareceria um planeta se não houvesse o intemperismo em sua superfície?
8. Uma seca prolongada pode afetar a ocorrência de deslizamentos potenciais? Como?
9. Que condições geológicas você investigaria antes de efetuar a compra de uma casa situada na base de um morro declivoso, cujo substrato rochoso é coberto por um espesso manto de regolito?
10. Que evidências você procuraria para indicar que em uma região montanhosa ocorreram vários escorregamentos pré-históricos de grandes proporções?
11. Que fatores tornariam a ocorrência de movimentos de massa em terrenos montanhosos de regiões tropicais chuvosas potencialmente maior ou menor do que em terrenos similares em uma região desértica?
12. Que tipo(s) de movimentos de massa espera-se que ocorram em uma encosta íngreme, com uma espessa camada de solo cobrindo areias e lamas inconsolidadas, depois de um prolongado período de chuvas intensas?
13. Que fatores deixam uma rocha mais frágil e permitem que a gravidade cause movimentos de massa?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Em português, *meteorização* e também *alteração*, que têm flexões em várias formas gramaticais, são sinônimos de *intemperismo*, que não têm a forma verbal. Por isso, é preferível utilizar o primeiro vocábulo para expressar o processo. Mas, contraditoriamente, *meteorização* tem sido cada vez menos utilizada na literatura técnica, de modo que haveria a necessidade de se criar as flexões de intemperismo, como o verbo intemperizar, para dar conta dos vários sentidos do vocábulo. Seguiremos, aqui, utilizando *intemperismo*, quando se trata do processo em geral, e *alteração*, quando for necessário expressar a ação do intemperismo – a chuva *altera* (ou *meteoriza*, mas não *intemperiza*, pois não existe essa forma) a rocha – ou o seu resultado – rocha *alterada* (ou *meteorizada*).

[2] O texto deste livro, por ser introdutório, traz eventualmente algumas simplificações. Nem todas as argilas são geradas por processos do intemperismo: processos geológicos que ocorrem em baixas temperaturas, ligados à colocação de magmas na crosta e a processos metamórficos, podem originar argilominerais.

[3] Considerada a atividade vulcânica atual.

[4] Como grande parte dos solos vermelhos no Brasil.

[5] O mesmo que fraturas das rochas.

[6] Em inglês, *frost wedging*. Para partir um bloco de rocha, o pedreiro faz um acunhamento ao longo de uma fissura e vai batendo nas cunhas até atingir o objetivo. De forma análoga, a água, ao congelar-se nas fraturas, forma cunhas de gelo (*ice wedge*). A expansão gerada pelo congelamento ocasiona o processo de acunhamento do gelo, partindo a rocha.

[7] Esses tipos de solo referem-se às grandes ordens da classificação utilizada nos Estados Unidos. Esta classificação difere daquela adotada pela FAO (Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação), que é também a mais utilizada no Brasil. Ver www.crips.embrapa.br. Quando existente, inserimos no quadro a unidade correspondente da classificação mundial entre parênteses.

[8] Na literatura técnica nacional e internacional, os processos designados como *movimentos de massa* recebem várias designações gerais, não havendo uma classificação consolidada. Em português, tais processos têm recebido, na imprensa, os nomes genéricos de *escorregamentos de encostas*, *escorregamentos de solos*, *deslizamentos*, entre outros. Na literatura geológica, esses fenômenos comparecem sob a designação geral de *fluxos gravitacionais*, *fluxos densos*, *fluxo de detritos por gravidade*, *processos gravitacionais*, *escorregamentos subaéreos e subaquosos*, entre outros. Atualmente, o nome geral de *movimentos de massa* vem sendo cada vez mais utilizado e os processos que designa podem ser classificados de várias formas, dependendo da área técnica dos proponentes, ora mais ligada à Mecânica dos Solos, ora mais relacionada à Geologia, à Geologia de Engenharia ou à Geologia Sedimentar.

[9] Em inglês, *rockfall*.

[10] Em inglês, *rockslides*.

[11] Em inglês, *rock avalanches*. Em português, o vocábulo "avalancha" comparece eventualmente na literatura na forma "avalanche". Nesse caso, está grafado com a forma do francês, de onde se originou a palavra. Contudo, é preferível a forma dicionarizada "avalancha", que é sinônimo de "alude".

[12] Em inglês, *creep*. O *rastejamento do solo* também é conhecido como *rastejo do solo* ou *cripe*, termo em desuso originado do vocábulo inglês *creep*, que significa "rastejar".

[13] Em inglês, *earthflow*. Quando utilizado como um termo geral, *fluxo de terra* também pode designar outros movimentos conhecidos como *corridas de lama*, *fluxos de lama, fluxos de solo*, entre outros. Porém, nesta obra, tais movimentos estão diferenciados.

[14] Em inglês, *debris flow*.

[15] Em inglês, *mudflow*. Os *fluxos de lama* também são conhecidos como *corridas de lama*.

[16] Em inglês, *debris avalanches*.

[17] Situado na Ásia Central, esse país das belas paisagens das montanhas do Pamir limita-se ao sul com o Afeganistão, a oeste com a China, a norte com o Quirguistão e a leste com o Uzbequistão.

[18] O nevado Huascarán, com 6.768 m de altura, o mais alto do Peru e o segundo da América do Sul, faz parte da Cordilheira Blanca que se localiza na província Ancash, na região norte desse país.

[19] Em inglês, *slump*.

[20] Em inglês, *debris slides*. Conhecidos, também, apenas como *deslizamentos*.

[21] Este país da Ásia Central, onde se localizam as belas montanhas de Tien Shan, limita-se ao sul com o Tadjiquistão, a oeste com a China, a norte com o Cazaquistão e a leste com o Uzbequistão.

# 17

# O Ciclo Hidrológico e a Água Subterrânea

O ciclo geológico da água ■ 476
A hidrologia e o clima ■ 478
A hidrologia da água subterrânea ■ 483
A erosão pela água subterrânea ■ 493
A qualidade da água ■ 495
A água nas profundezas da crosta ■ 498

No poema "A Balada do Velho Marinheiro", de Samuel Taylor Coleridge, há os seguintes versos: "Água, água, em todos os lugares, E nem uma gota para beber". Cerca de 71% da superfície terrestre são cobertos de água, mas apenas uma fração dessa água está disponível para consumo humano. Os humanos não podem sobreviver mais do que poucos dias sem água. Entretanto, o volume de água consumido pela sociedade moderna ultrapassa em muito o que precisamos para a mera sobrevivência física. Imensas quantidades de água são utilizadas na indústria, na agricultura e para necessidades urbanas, como sistemas de esgoto. A hidrogeologia está se tornando importante para todos nós à medida que há um aumento da demanda de um estoque limitado de água.

Nos dois capítulos anteriores, vimos que a água é essencial a uma ampla variedade de processos geológicos. Vimos, no Capítulo 15, que a troca de água entre os oceanos e a atmosfera forma uma ligação crucial no sistema do clima da Terra; os cientistas do clima hoje reconhecem que o entendimento do ciclo da água é um dos passos mais importantes na previsão meteorológica. No Capítulo 16, vimos que a água também é importante no intemperismo e na erosão, como solvente dos minerais das rochas e do solo e como um agente de transporte que carrega para longe materiais dissolvidos e alterados. O ciclo hidrológico relaciona todos esses processos. Nos Capítulos 18 e 20, veremos como as correntes e os rios formados por escoamento e pelo gelo glacial da criosfera ajudam a modelar as paisagens dos continentes. Este capítulo tem como foco a água que se infiltra na crosta terrestre para formar imensos reservatórios subterrâneos.

Conhecido na Venezuela como Salto del Ángel[1], a cascata salta de 978 m de altura a partir de Auyun Tepui, um plano de uma mesa composta por arenitos. As cascatas levam esse nome em homenagem a Jimmy Angel, que caiu com seu avião no topo do Tepui na década de 1930. [Robert Hildebrand]

**Neste capítulo, estudaremos a distribuição, os movimentos e as características da água acima, sobre e sob a superfície terrestre. Então, seguiremos o trajeto da água em maior detalhe conforme ela se infiltra no solo e flui pelos reservatórios subterrâneos. À medida que o fizermos, veremos o que torna a água subterrânea um recurso limitado que deve ser gerenciado de forma diligente.**

# O ciclo geológico da água

Com que taxa podemos bombear água de reservatórios subterrâneos sem esgotá-los? Quais serão os efeitos da mudança climática sobre o suprimento de água? A tomada de decisão inteligente sobre a conservação e gestão dos recursos hídricos exige conhecimento sobre como a água se move acima, sobre e sob a superfície terrestre e sobre como esse fluxo responde a mudanças naturais e modificações humanas. Esse campo de estudo é conhecido como **hidrologia**.

## Os fluxos e os reservatórios

Podemos ver a água nos lagos, oceanos e calotas de gelo polar, assim como vê-la fluindo na superfície terrestre em correntes e geleiras. Mas é mais difícil observar as imensas quantidades de água armazenadas na atmosfera e no subsolo e os mecanismos pelos quais ela flui para esses locais de armazenamento e depois sai deles. Quando a água evapora, ela desaparece na atmosfera como vapor. Quando a água da chuva infiltra-se no subsolo, torna-se **subterrânea** – a massa de água armazenada sob a superfície terrestre. Como os organismos usam água, pequenas quantidades dela também são armazenadas na biosfera.

Cada lugar onde a água é armazenada constitui um *reservatório*. Os principais reservatórios naturais da Terra, por ordem de tamanho, são os oceanos, as geleiras e o gelo polar, a água subterrânea, os lagos e os rios, a atmosfera e a biosfera. A **Figura 17.1** mostra a distribuição da água nesses reservatórios. Embora a quantidade total de água nos rios e lagos seja relativamente pequena em comparação com o volume nos oceanos e mesmo de água subterrânea, esses reservatórios são importantes para a população humana porque contêm água doce ou altas concentrações de outros materiais dissolvidos.

Os reservatórios ganham água pelos influxos, como o pluvial e o fluvial, e a perdem pelos defluxos, como a evaporação e o defluxo fluvial. Se o influxo é igual ao defluxo, o tamanho do reservatório permanece constante, mesmo quando a água está continuamente entrando e saindo. Esses fluxos implicam a permanência, no reservatório, de uma dada quantidade de água durante um certo tempo médio, chamado de *tempo de residência*.

## Qual é a quantidade de água existente na Terra?

A quantidade total de água disponível no mundo é imensa – cerca de 1,4 bilhão de quilômetros cúbicos distribuídos entre os vários reservatórios. Se cobrirmos com esse volume o território dos Estados Unidos, todos os 50 Estados ficariam submersos em uma lâmina de água com cerca de 145 quilômetros de profundidade. Esse volume é constante, embora o fluxo de um reservatório para o outro possa variar diariamente, ano a ano ou, até, em períodos de séculos. Durante esses intervalos de tempo geologicamente curtos, não há ganho ou perda algum de água para fora ou para o interior da Terra, nem qualquer perda de água da atmosfera para o espaço exterior.

## O ciclo hidrológico

A água na superfície terrestre e abaixo dela circula entre os diversos reservatórios: dos oceanos, da atmosfera e dos continentes. O movimento cíclico da água – do oceano para a atmosfera pela evaporação, de volta para a superfí-

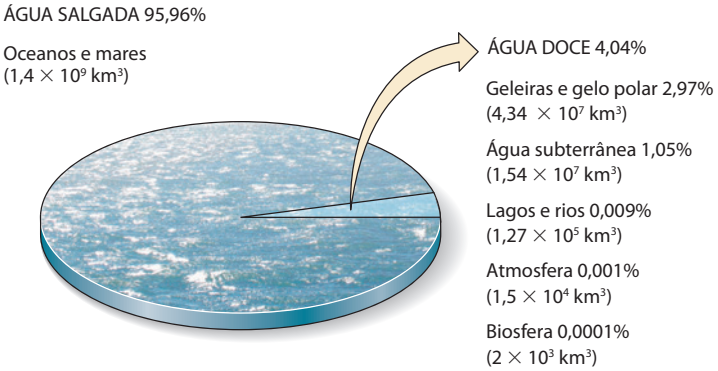



**FIGURA 17.1** ■ A distribuição de água na Terra. [Fonte: J. P. Peixoto and M. Ali Kettani, "The Control of the Water Cycle," *Scientific American* (April 1973): 46; E. K. Berner and R. A. Berner, *Global Environment*. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 1996, pp. 2-4]

cie por meio da chuva e, então, para os rios e aquíferos por meio do escoamento superficial, retornando aos oceanos – é o **ciclo hidrológico** (Figura 17.2).

Dentro dos limites de temperatura encontrados na superfície terrestre, a água muda entre os três estados da matéria: líquido (água), gasoso (vapor d'água) e sólido (gelo). Essas transformações impulsionam parte dos principais fluxos de um reservatório para outro. O mecanismo de calor externo da Terra, movido pelo Sol, controla o ciclo hidrológico, principalmente pela evaporação da água do oceano e transportando-a como vapor d'água na atmosfera.

Sob certas condições de temperatura e umidade, o vapor d'água condensa-se em minúsculas gotas que formam as nuvens e, então, precipita-se como chuva ou neve – referidas juntas como **precipitação**. Parte da precipitação encharca o subsolo pela **infiltração**, o processo pelo qual a água penetra na rocha ou no solo pelos espaços das juntas ou dos pequenos poros entre as partículas. Parte dessa água do subsolo evapora através do solo superficial e retorna à atmosfera como vapor d'água. Outra parte move-se pela biosfera e é absorvida pelas raízes das plantas, transportada para as folhas e retornada à atmosfera por meio de um processo chamado de *transpiração*. A maior parte dessa água subterrânea, porém, flui lentamente no subsolo. O tempo de residência da água nos reservatórios subterrâneos é longo, mas ela acaba retornando à superfície em nascentes que alimentam rios e lagos e, assim, retorna aos oceanos.

A precipitação que não se infiltra no solo escoa superficialmente, sendo gradualmente coletada pelos rios e lagos. A quantidade total de água da chuva que flui sobre a superfície, incluindo a fração que pode temporariamente infiltrar-se nas formações próximas à superfície e em seguida retornar para ela, é chamada de **escoamento superficial**[2]. Parte do escoamento superficial pode, posteriormente, infiltrar-se no solo ou evaporar dos rios e lagos, mas a maior quantidade move-se para os oceanos.

A neve pode ser convertida em gelo nas geleiras, o qual retorna aos oceanos como água pelo degelo e pelo escoamento superficial e para a atmosfera pela *sublimação*, a transformação de um sólido (gelo) diretamente em gás (vapor d'água).

A maior parte da água que evapora dos oceanos retorna para eles como precipitação[3]. O restante precipita-se sobre os continentes e, então, ou evapora ou retorna para os oceanos na forma de escoamento superficial. A Figura 17.2 mostra o balanço do fluxo total entre os reservatórios no ciclo hidrológico. A superfície continental, por exemplo, ganha água pela precipitação e perde a mesma quantidade pela evaporação e pelo escoamento superficial. O oceano ganha água pelo escoamento superficial e pela precipitação e perde a mesma quantidade pela evaporação. A quantidade de água que evapora dos oceanos é superior à que se precipita neles como chuva. Essa perda é compensada pela água que retorna como escoamento superficial dos continentes. Assim, o tamanho de cada reservatório permanece constante. Contudo, variações de clima produzem variações locais no balanço entre evaporação, precipitação, escoamento superficial e infiltração.

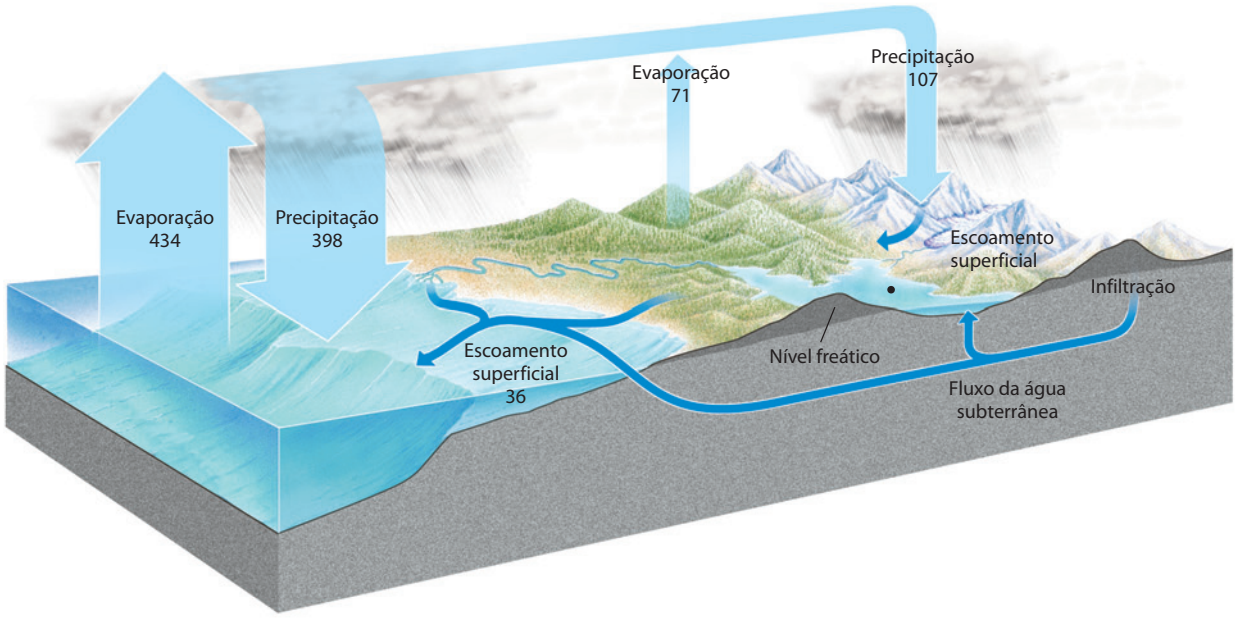



**FIGURA 17.2** ■ O ciclo hidrológico é o movimento da água através da crosta terrestre, atmosfera, oceanos, lagos e rios. Os números indicam o volume de água (em milhares de quilômetros cúbicos por ano) que flui entre esses reservatórios anualmente.

## Quanta água está disponível para o uso?

Apenas uma pequena proporção do enorme suprimento de água na Terra é útil à sociedade humana. O ciclo hidrológico global é o que definitivamente controla a oferta de água. Por exemplo, os 96% da água terrestre que residem nos oceanos são basicamente inacessíveis para nós. Quase toda a água que utilizamos é *doce*. A dessalinização (remoção do sal) da água do mar produz um pequeno mas constante aumento da quantidade de água doce em áreas como o árido Oriente Médio.[4] No mundo natural, entretanto, a água doce é fornecida somente pela chuva, pelos rios e lagos e, em parte, pelas águas subterrâneas e pelo degelo das neves ou geleiras continentais. Todas essas águas provêm originariamente da precipitação. Portanto, a quantidade máxima de água doce natural que podemos pensar em usar é aquela constantemente fornecida aos continentes pela precipitação.

# A hidrologia e o clima

Em muitos aspectos práticos, os geólogos estudam a hidrologia local (que é a quantidade de água existente nos reservatórios de uma região e a forma como ela flui de um reservatório para outro), em vez da hidrologia global. O fator que exerce a mais forte influência na hidrologia local é o clima, que inclui a temperatura e a precipitação. Em regiões quentes, onde as chuvas são frequentes durante todo o ano, o estoque de água superficial e subterrânea é abundante. Em regiões áridas ou semiáridas quentes, raramente chove, e a água é um recurso inestimável. As pessoas que vivem em climas frios contam com a água do degelo da neve e das geleiras. Em algumas partes do mundo, estações de chuvas intensas, chamadas de *monções*, alternam-se com longas estações secas, nas quais a oferta de água cai, os solos secam e a vegetação murcha.

## Umidade, chuva e paisagem

Muitas diferenças no clima estão relacionadas com a temperatura média do ar e com a quantidade de vapor d'água que ele contém, sendo que ambas afetam os níveis de precipitação. A **umidade relativa** é a quantidade de vapor d'água no ar, expressa como uma porcentagem da quantidade total de água que o ar poderia suportar em uma dada temperatura, se estivesse saturado. Quando a umidade relativa do ar é de 50% e a temperatura é 15°C, por exemplo, a quantidade de umidade no ar é a metade da quantidade máxima que o ar poderia carregar a 15°C.

O ar quente pode carregar muito mais vapor d'água do que o ar frio. Quando o ar quente não saturado esfria o suficiente, ele se torna supersaturado e parte do vapor se condensa como gotas d'água. As gotas de água condensada formam as nuvens. Podemos observar as nuvens porque elas são constituídas de gotas de água visíveis, enquanto o vapor d'água é invisível. Quando se condensa suficiente umidade nas nuvens, as gotas aumentam e podem ficar pesadas demais. Então caem como chuva, por não conseguirem permanecer suspensas nas correntes de ar.

A maioria das chuvas precipita-se em regiões úmidas e quentes próximas ao equador, onde o ar e as águas superficiais dos oceanos são aquecidos pelo Sol. Sob essas condições, uma grande porção da água do oceano evapora, resultando em uma umidade alta. Quando o ar é aquecido, ele expande-se, torna-se menos denso e sobe. Quando o ar úmido sobre os oceanos tropicais ascende a altas altitudes e sopra sobre continentes próximos, ele esfria, condensa e torna-se supersaturado. O resultado é uma chuva pesada sobre o continente, mesmo a grandes distâncias da costa.

Na latitude aproximada de 30°N e 30°S, o ar que descarregou sua precipitação nos trópicos começa a afundar de volta à superfície terrestre. Esse ar frio e seco se aquece e absorve umidade à medida que desce, produzindo céus limpos e climas áridos. Muitos desertos estão localizados nessas latitudes.

Os climas polares tendem a ser muito secos. Os oceanos polares e o ar sobre eles são frios, de modo que a evaporação da superfície marinha é minimizada e o ar pode carregar pouca umidade. Entre os extremos tropical e polar estão os climas temperados, onde as chuvas e as temperaturas são moderadas.

Os padrões climáticos que acabamos de descrever são impulsionados por padrões de circulação de ar na atmosfera, como veremos no Capítulo 19. Os processos da tectônica de placas também influenciam os processos climáticos. Por exemplo, as cordilheiras de montanhas formam uma **zona de sombra pluvial**, que consiste em uma área de baixa precipitação nas encostas de sotavento (declive no sentido do vento). O ar carregado de umidade que ascende nas altas montanhas resfria-se, e a chuva precipita-se na encosta frontal ao vento. Com isso, o ar perde grande parte da sua umidade antes de alcançar a encosta de sotavento (**Figura 17.3**). O ar aquece-se novamente quando desce até as elevações inferiores do outro lado da cordilheira de montanhas. A umidade relativa declina porque o ar quente pode suportar mais umidade, diminuindo ainda mais a probabilidade de precipitação. As Montanhas Cascade, em Oregon (EUA), soerguidas pela subducção da Placa do Pacífico sob a Placa da América do Norte, cria uma zona de sombra. A maior parte do vento que sopra do Oceano Pacífico choca-se com a vertente oeste das montanhas, causando pesadas chuvas[5], o que possibilita um ecossistema florestal exuberante. A vertente leste, no outro lado da cordilheira, é seca e árida.

Assim como as feições dos acidentes geológicos podem alterar os padrões de precipitação, as variações resultantes nos padrões de precipitação controlam as taxas de intemperismo e erosão, que modelam a paisagem. No Capítulo 22, exploraremos ainda mais como os sistemas do clima e da tectônica de placas atuam em conjunto para controlar os padrões hidrológicos envolvidos no desenvolvimento da paisagem.

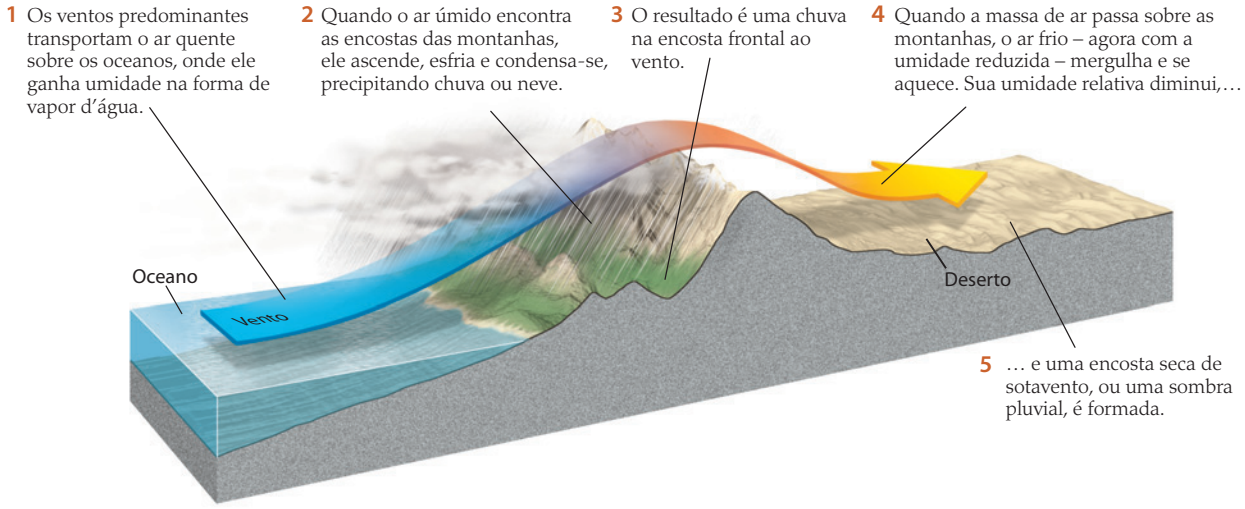



**FIGURA 17.3** ■ Zonas de sombra pluvial são áreas de baixa precipitação nas encostas de sotavento (declive no sentido vento) de uma cordilheira de montanhas.

## Secas

As **secas** – períodos de meses ou anos em que a precipitação é muito mais baixa que o normal – podem ocorrer em todos os climas, mas as regiões áridas são especialmente vulneráveis a seus efeitos. Como a reposição da água a partir da precipitação não ocorre, os rios podem diminuir e secar, as lagoas e os lagos podem evaporar, e o solo pode ressecar e fender-se enquanto a vegetação morre. À medida que a população cresce, a demanda por reservatórios também aumenta, e a ocorrência de seca pode reduzir o já precário abastecimento de água.

As secas mais severas das últimas décadas afetaram uma região da África conhecida como Sahel, ao longo da fronteira sul do Saara (**Figura 17.4**). Essa longa seca fez com que o deserto se expandisse, como veremos no Capítulo 19, e efetivamente destruiu fazendas e pastagens da região. Centenas de milhares de vidas foram perdidas pelo flagelo da fome.

Outra seca prolongada, mas menos trágica, afetou grande parte da Califórnia de 1987 até fevereiro de 1993, quando ocorreram chuvas torrenciais. Durante esse período, os níveis da água subterrânea e dos reservatórios caíram para os menores valores em 15 anos. Algumas medidas de controle foram instituídas, mas um movimento para diminuir o uso extensivo dos estoques de água em irrigação encontrou fortes resistências políticas dos fazendeiros e da agroindústria. À medida que a ameaça da escassez de água se avulta, o uso da mesma entra para a arena do debate das políticas públicas (ver Plano de Ação para a Terra 17.1).

Nossa história climática pode nos dar uma perspectiva da gravidade das secas. O Meio-Oeste dos Estados Unidos, por exemplo, vem sofrendo uma seca recente. Porém, durante o período de 400 anos de 1500 a 1900, o Meio-Oeste era mais seco, em média, do que tem sido no último século. Além disso, o registro geológico mostra secas que foram mais severas e de maior duração do que a seca atual (pelo

**FIGURA 17.4** ■ Este campo de painço em Mali, na borda do Saara, mostra os efeitos de uma longa seca sobre o solo e as plantações. Esta foto foi tirada em 1984-1985, mas a seca continua até hoje. [Frans Lemmens/Alamy]

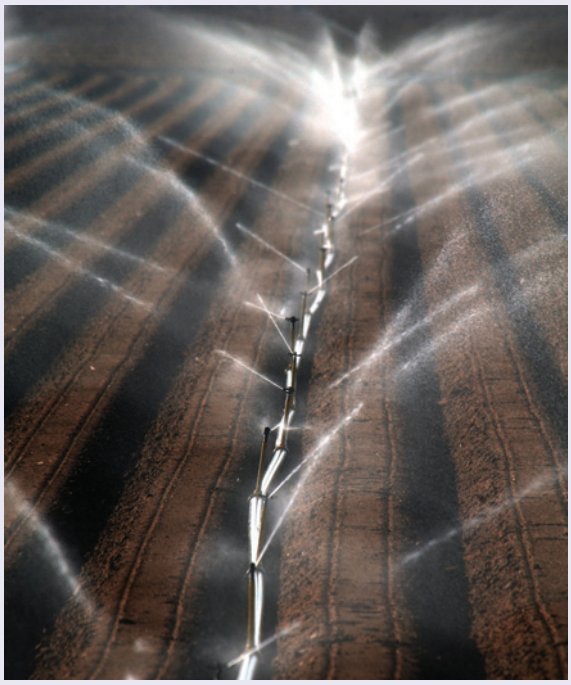
# Plano de ação para a Terra

## 17.1 A água é um bem precioso: quem tem acesso a ela?

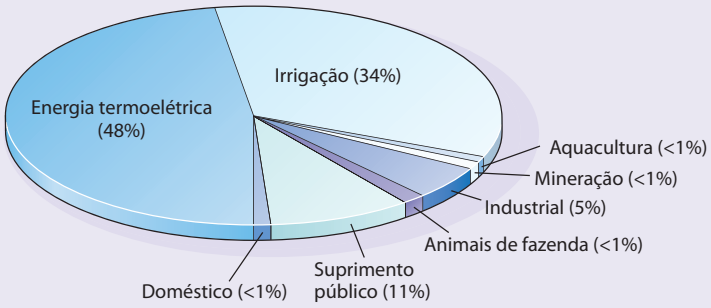
Até recentemente, a maioria das pessoas nos Estados Unidos considerava que o abastecimento de água estivesse garantido. No futuro próximo, contudo, devido à mudança climática e ao crescimento populacional, principalmente em regiões áridas, muitas áreas daquele país vão sofrer escassez de água mais frequentemente. Essas carências criarão conflitos entre os diversos setores de consumidores – residencial, industrial, agrícola e recreativo – para saber qual deles tem mais direito ao abastecimento.

Nos últimos anos, as secas amplamente noticiadas e as restrições legais ao uso da água na Califórnia, na Flórida, no Colorado e em muitos outros lugares alertaram o público de que aquele país enfrenta um grande problema de abastecimento de água. Entretanto, o envolvimento do público oscila, aumentando e diminuindo à medida que os períodos de seca e abundância de chuvas alternam-se e os governos não adotam soluções duradouras com a urgência que o caso mereceria. Aqui estão alguns fatos que devem ser ponderados:

- Uma pessoa pode sobreviver com aproximadamente 2 litros de água por dia. Nos Estados Unidos, o uso *per capita*, considerando-se todos os setores, é próximo a 250 litros por dia. Se forem considerados os usos para produção industrial, agrícola e energética, então a utilização *per capita* sobe para aproximadamente 6 mil litros por dia.
- A indústria usa cerca de 38%, e a agricultura, 43% da água suprida pelos reservatórios desse país.
- O uso doméstico *per capita* nos Estados Unidos é duas a três vezes maior que o da Europa Ocidental, onde os consumidores pagam cerca de 350% a mais pela sua água.
- Embora os Estados ocidentais dos Estados Unidos recebam um quarto das chuvas do país, têm um uso *per capita* (grande parte para a irrigação) 10 vezes maior que aquele dos Estados orientais e a um custo bem menor. Na Califórnia, por exemplo, que importa a maior parte de sua água, 85% dela são utilizados para a irrigação, 10% pelos municípios e consumo pessoal e 5% pela indústria. Uma redução de 15% no uso para a irrigação quase dobraria a quantidade de água disponível para o uso nas cidades e indústrias.
- A água doce usada nos Estados Unidos retorna ao ciclo hidrológico, mas pode retornar a reservatórios que não estejam bem localizados para o uso humano e sua qualidade pode estar degradada. Depois de utilizada para irrigação, a água frequentemente se torna mais salgada e fica contaminada com pesticidas. As águas poluídas das cidades chegam até os oceanos.
- A maneira tradicional de aumentar o abastecimento de água, como a construção de barragens, reservatórios e poços, tornou-se extremamente cara, porque a maioria dos melhores locais (e, portanto, mais baratos) já foi utilizada. Além disso, a construção de mais barragens para formar grandes reservatórios traz custos ambientais, como a inundação de áreas despovoadas, mudanças prejudiciais no fluxo dos rios a jusante e a montante das barragens e a perturbação da ictiofauna e dos hábitats silvestres. A avaliação de todos esses fatores tem causado o adiamento ou a rejeição das propostas de construção de novas barragens.



Irrigação no Vale Imperial da Califórnia, um deserto natural. [David McNew/Getty Images]




Uso de água por categoria em 2000. [Dados de U.S. Geological Survey, USGS Circular 1268]

menos até o presente momento). As secas recentes são apenas flutuações de curta duração no clima ou sinalizam um retorno a um período extenso de secas? Como a mudança climática global afetará as chuvas no Meio-Oeste? Explorando o passado, os geólogos e os cientistas do clima podem encontrar informações que os ajudarão a prever o futuro.

## A hidrologia do escoamento superficial

Quanto da precipitação que cai sobre uma área transforma-se em escoamento superficial? Um exemplo impressionante de como a precipitação afeta o escoamento dos rios pode ser observado quando ocorrem inundações rápidas depois de chuvas torrenciais. Quando os níveis de precipitação e escoamento superficial são medidos em uma vasta área (como toda a região drenada por um grande rio) e durante um longo período de tempo (um ano, digamos), a conexão é menos evidente, mas ainda acentuada. Os mapas mostrados na **Figura 17.5** ilustram essa relação. Quando comparados, observamos que em áreas de baixa precipitação – como no sul da Califórnia, no Arizona e no Novo México – somente uma pequena

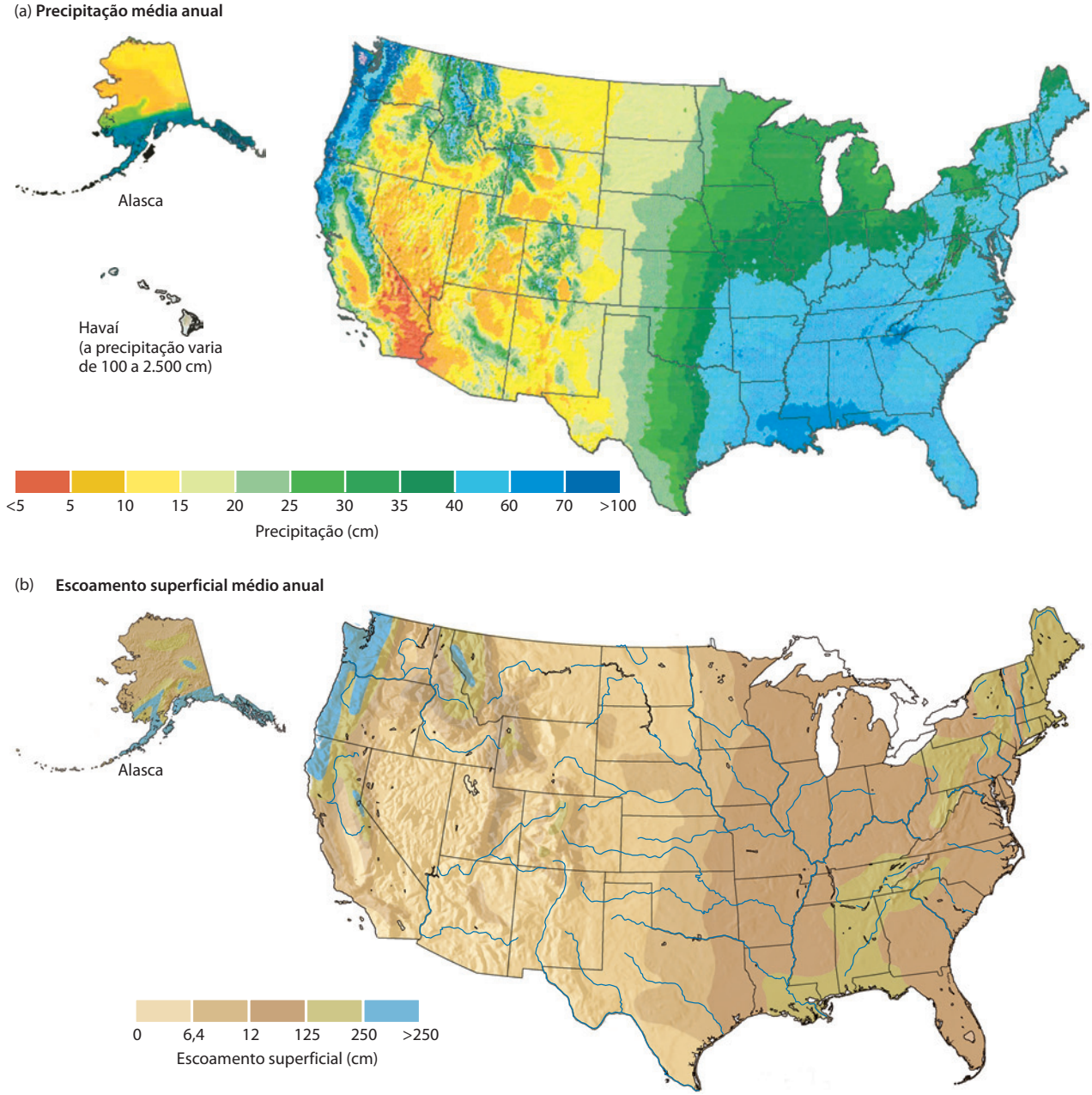



**FIGURA 17.5** ■ (a) Precipitação média anual nos Estados Unidos. (b) Escoamento superficial médio anual nos Estados Unidos. [(a) Dados do Departamento de Comércio dos Estados Unidos, *Climatic Atlas of the United States,* 1968; (b) dados do USGS Professional Paper 1240-A, 1979]

fração da água da chuva acaba como escoamento superficial. Em regiões secas, boa parte da precipitação é perdida pela evaporação e infiltração. Em áreas úmidas, como no sudeste dos Estados Unidos, uma proporção muito maior da precipitação escoa superficialmente para os rios. Um grande rio pode carregar uma enorme quantidade de água de uma área chuvosa para uma com pouca precipitação. O rio Colorado, por exemplo, nasce em uma área de chuva moderada no Colorado e, então, carrega sua água através de áreas áridas do oeste do Arizona e do sul da Califórnia.

Os rios e as correntes de água transportam grande parte do escoamento superficial do mundo. Os milhões de pequenos e médios rios transportam cerca de metade do escoamento total do planeta, e cerca de 70 grandes rios carregam a outra metade. Desta última parte, o rio Amazonas, na América do Sul, carrega quase a metade. O Amazonas transporta cerca de 10 vezes mais água que o Mississippi, que é o maior rio da América do Norte (Quadro 17.1). Os principais rios transportam enormes volumes de água porque as coletam em grandes redes de arroios e rios que abrangem vastas áreas. O Mississippi, por exemplo, coleta sua água de uma rede de arroios que cobre aproximadamente dois terços dos Estados Unidos (**Figura 17.6**).

O escoamento superficial é coletado e armazenado em lagos naturais e em reservatórios artificiais criados pelo represamento dos rios. As terras úmidas, como pântanos e banhados, também atuam como depósitos de armazenagem do escoamento superficial (**Figura 17.7**). Se esses reservatórios são suficientemente grandes, podem absorver influxos de curta duração das principais chuvas, retendo parte da água que, de outro modo, extravasaria das margens dos rios. Durante as estações menos úmidas ou secas prolongadas, os reservatórios lançam água para os rios ou para os sistemas de água construídos para o uso humano. Esses reservatórios suavizam os efeitos das variações sazonais ou anuais do escoamento superficial e regularizam a vazão da água rio abaixo, ajudando a controlar as inundações.

**QUADRO 17.1 Vazão de alguns dos maiores rios**

| Rio | Vazão ($m^3/s$) |
|---|---|
| Amazonas, América do Sul | 175.000 |
| La Plata[6], América do Sul | 79.300 |
| Congo, África | 39.600 |
| Yangtze, Ásia | 21.800 |
| Brahmaputra, Ásia | 19.800 |
| Ganges, Ásia | 18.700 |
| Mississippi, América do Norte | 17.500 |

**FIGURA 17.6** ■ O Rio Mississippi e seus tributários da maior rede de drenagem dos Estados Unidos.

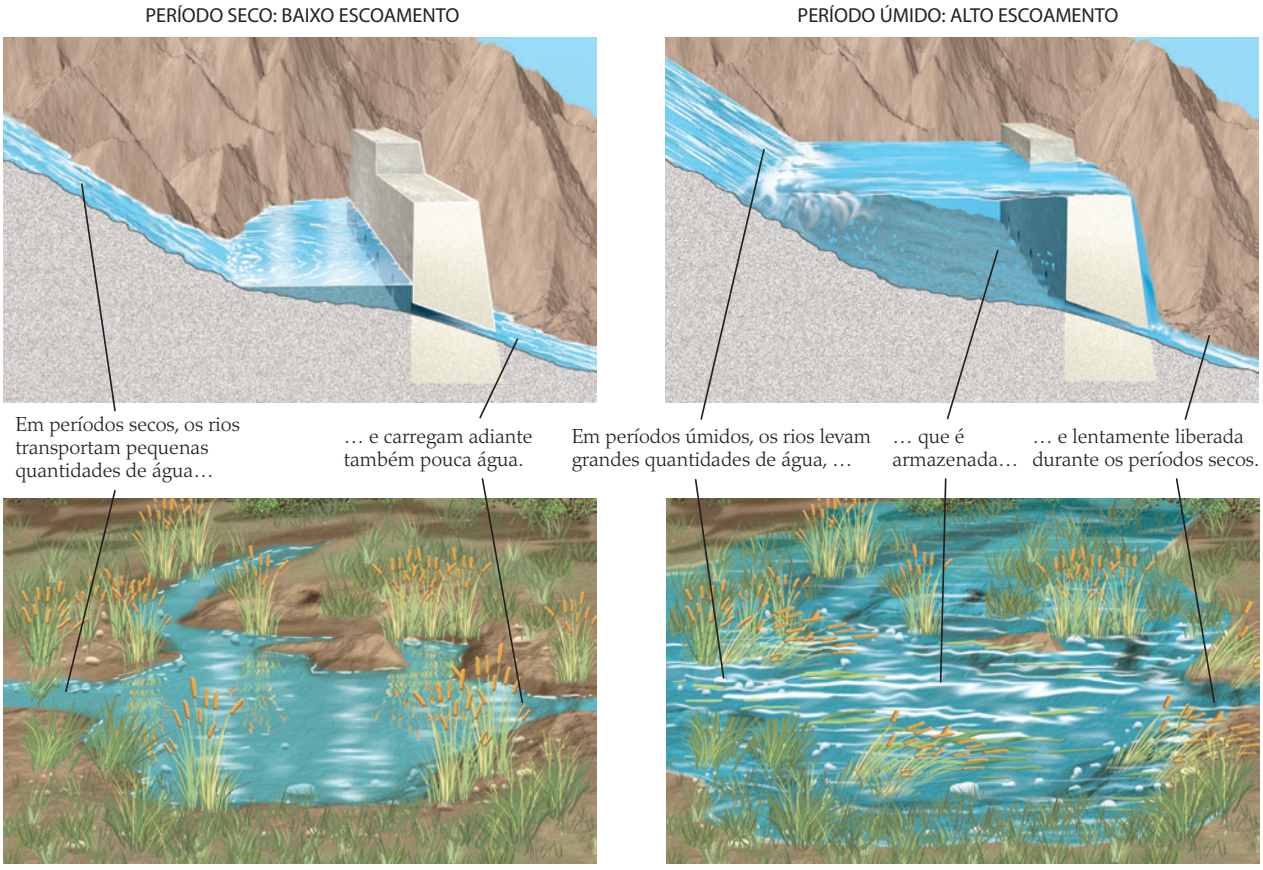



**FIGURA 17.7** ■ Como em um lago natural ou em um reservatório artificial de uma barragem, uma terra úmida armazena água durante o período de rápido escoamento para lançá-la lentamente durante os períodos de escoamento baixo.

Além dessas funções, as terras úmidas são importantes para a diversidade biológica, pois nesses lugares ocorre a procriação de muitas espécies de plantas e animais.[7] Por essas razões, muitos governos têm leis que regulam a drenagem artificial das terras úmidas causada pela ocupação imobiliária. Apesar disso, o desaparecimento das terras úmidas está ocorrendo rapidamente, como consequência da ocupação do solo. Nos Estados Unidos, mais da metade das terras úmidas originais existentes antes da colonização europeia desapareceu. Na Califórnia e em Ohio restaram apenas 10% das terras úmidas originais.

## A hidrologia da água subterrânea

A água subterrânea forma-se quando as gotas de chuva se infiltram no solo e em outros materiais superficiais não consolidados, penetrando até mesmo em rachaduras e fendas do substrato rochoso. Essas águas superficiais, formadas a partir de precipitação atmosférica recente, são conhecidas como **águas meteóricas** (do grego *metéoron*, "fenômeno no céu", que também origina a palavra *meteorologia*). Os imensos reservatórios de água subterrânea armazenam cerca de 29% de toda a água doce, sendo o restante acumulado em lagos e rios, geleiras, gelo polar e atmosfera. Por milhares de anos, as pessoas têm extraído esse recurso, seja pela escavação de poços rasos ou pelo armazenamento da água que flui para a superfície em olhos d'água. Estes últimos são a evidência direta do movimento da água sob a superfície (**Figura 17.8**).

### Porosidade e permeabilidade

Quando a água se move para e através do solo, o que determina onde e em que taxas ela flui? Com exceção das cavernas, não existem grandes espaços abertos para piscinas ou rios de água subterrânea. O único espaço disponível para a água é aquele dos poros e fraturas no solo e no substrato rochoso. Todo tipo de rocha e solo tem poros, mesmo que sejam pequenos e poucos. Porém, grandes quantidades de espaços porosos são mais frequentes em arenitos e calcários.

Podemos lembrar, do Capítulo 5, que a quantidade de espaço poroso nas rochas, nos solos ou em sedimentos é a *porosidade* – a porcentagem do volume total que é ocu-

**FIGURA 17.8** ■ A água subterrânea flui para a superfície em um penhasco em Vasey's Paradise, no Cânion Marble, no Parque Nacional do Grand Canyon, Arizona (EUA), onde o relevo acidentado permite que a água do subsolo aflore na superfície. [Larry Ulrich]

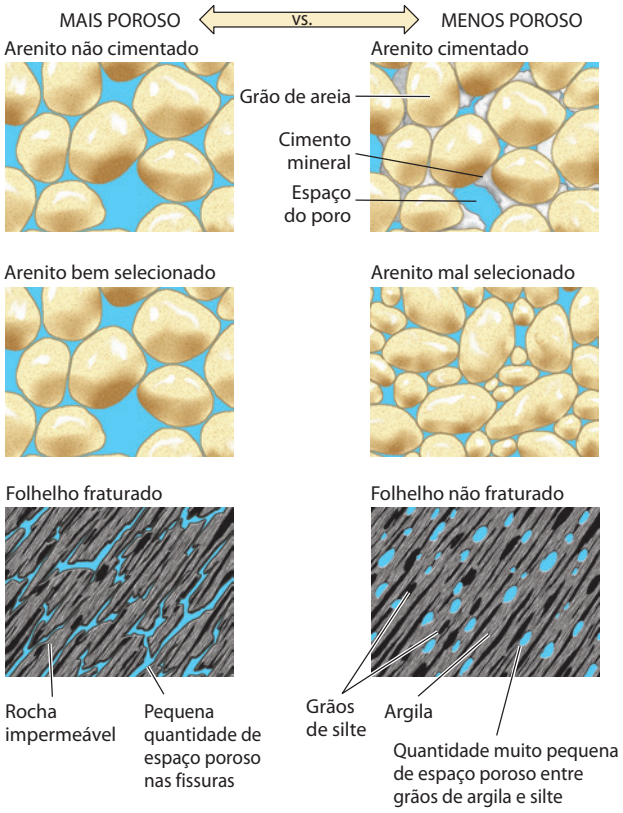



**FIGURA 17.9** ■ A porosidade nas rochas depende de vários fatores. Nos arenitos, a extensão da cimentação e o grau de seleção de grãos são importantes. Nos folhelhos, a porosidade é limitada devido aos pequenos espaços entre os grãos minúsculos, mas pode ser aumentada por fraturamento.

pada pelos poros. Esse espaço poroso consiste principalmente em espaço entre os grãos e nas rachaduras (**Figura 17.9**). Ele pode variar de uma pequena porcentagem do volume total do material até 50%, onde a rocha foi dissolvida pelo intemperismo químico. As rochas sedimentares geralmente têm porosidades de 5 a 15%. A maioria das rochas ígneas e metamórficas tem pouco espaço poroso, exceto na ocorrência de fraturas.

Há três tipos de poros: espaços entre grãos (*porosidade intergranular*), espaços em fraturas (*porosidade de fissuras*) e espaços criados por dissolução (*porosidade vacuolar*). A porosidade intergranular, que caracteriza os solos, os sedimentos e as rochas sedimentares, depende do tamanho e forma dos grãos que compõem esses materiais e de como eles estão conjuntamente empacotados. Quanto mais aberto o empacotamento das partículas, maior o espaço dos poros entre os grãos. Quanto menores as partículas e mais variadas as suas formas, mais firmemente elas se ajustam. Os minerais que cimentam os grãos reduzem a porosidade intergranular, que varia entre 10 e 40%.

A porosidade é menor em rochas ígneas e metamórficas, nas quais o espaço poroso é criado basicamente por fraturas, inclusive juntas e clivagem em zonas naturais de fraqueza. Os valores da porosidade de fissura normalmente são baixos (1 a 2%), embora algumas rochas fraturadas contenham considerável espaço poroso – até 10% do volume da rocha – em suas muitas rachaduras.

O espaço poroso em calcários e em outras rochas altamente solúveis, como os evaporitos, pode ser criado quando a água subterrânea interage com a rocha e a dissolve parcialmente, deixando vazios irregulares conhecidos como *vugs*. A porosidade vacuolar pode ser muito alta

**QUADRO 17.2** Porosidade e permeabilidade de tipos de aquíferos

| Tipo de rocha ou sedimento | Porosidade | Permeabilidade |
|---|---|---|
| Cascalho | Muito alta | Muito alta |
| Areia grossa a média | Alta | Alta |
| Areia fina e silte | Moderada | Moderada a baixa |
| Arenito, moderadamente cimentado | Moderada a baixa | Baixa |
| Folhelho fraturado ou rochas metamórficas | Baixa | Muito baixa |
| Folhelho não fraturado | Muito baixa | Muito baixa |

(mais de 50%). As cavernas são exemplos de *vugs* extremamente grandes.

Embora a porosidade nos diga quanta água uma rocha pode reter se todos os seus poros estiverem preenchidos, ela não nos fornece informação alguma sobre a rapidez com que a água pode fluir através desses poros. A água desloca-se no material poroso com uma trajetória sinuosa entre os grãos e através das fissuras. Quanto menores os espaços porosos e mais tortuoso o caminho, mais lentamente a água o percorre. A **permeabilidade** é a capacidade que um sólido tem de deixar que um fluido atravesse seus poros. Geralmente, a permeabilidade aumenta com o aumento da porosidade, mas também depende da forma dos poros, do quão bem conectados estão e do quão tortuoso é o caminho que a água deve percorrer para passar através do material. Redes de poros vacuolares em rochas carbonáticas podem ter permeabilidade extremamente alta. Sistemas de cavernas são tão permeáveis que permitem que as pessoas e a água se movimentem por eles!

Tanto a porosidade como a permeabilidade são fatores importantes quando se está procurando um reservatório de água subterrânea. Em geral, um bom reservatório de água subterrânea é um corpo de rocha, sedimento ou solo com alta porosidade (de modo que possa reter grande quantidade de água) e alta permeabilidade (de sorte que a água possa ser bombeada dele mais facilmente). Os perfuradores de poços de regiões com clima temperado, por exemplo, sabem que é mais provável encontrar um bom estoque de água se furarem as camadas de areia ou arenito não muito profundas em relação à superfície. Uma rocha com alta porosidade, mas baixa permeabilidade, pode conter uma boa quantidade de água, mas como esta flui muito lentamente, torna-se difícil bombeá-la da rocha. O Quadro 17.2 resume a porosidade e a permeabilidade de vários tipos de rocha.

## A superfície freática

Quanto maior a profundidade alcançada pelos poços perfurados no solo e na rocha, mais úmidas as amostras trazidas para a superfície. Em profundidades pequenas, o material não é saturado – parte dos poros contém ar e não é completamente preenchida com água. Esse intervalo é chamado de **zona não saturada** (frequentemente denominada também *zona vadosa*). Abaixo dela está a **zona saturada** (geralmente chamada de *zona freática*), o intervalo no qual os poros estão completamente preenchidos com água. As zonas saturada e não saturada podem estar em material inconsolidado ou no substrato rochoso. O limite entre essas duas zonas é a **superfície freática**[8], geralmente chamada apenas de *nível d'água* (abreviação NA) (**Figura 17.10**). Quando um buraco é perfurado abaixo da superfície freática, a água da zona saturada flui para ele e o preenche até atingir o mesmo nível.

A água subterrânea move-se sob a força da gravidade e, desse modo, parte da água da zona não saturada pode se mover para a superfície freática. Uma fração da água, entretanto, permanecerá na zona não saturada, retida nos pequenos espaços porosos pela tensão superficial. A tensão superficial, como você deve se lembrar do Capítulo 16, é o que mantém úmida a areia da praia. A evaporação da água nos espaços porosos da zona não saturada é re-

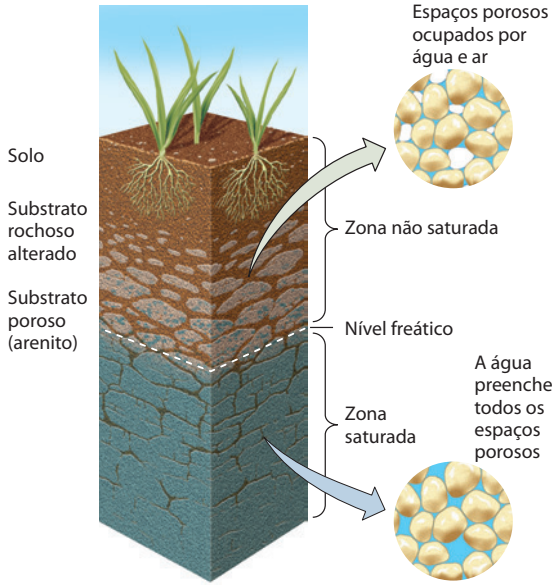



**FIGURA 17.10** ■ A superfície freática é o limite entre a zona não saturada e a zona saturada. Essas zonas podem estar tanto em materiais inconsolidados como no substrato rochoso.

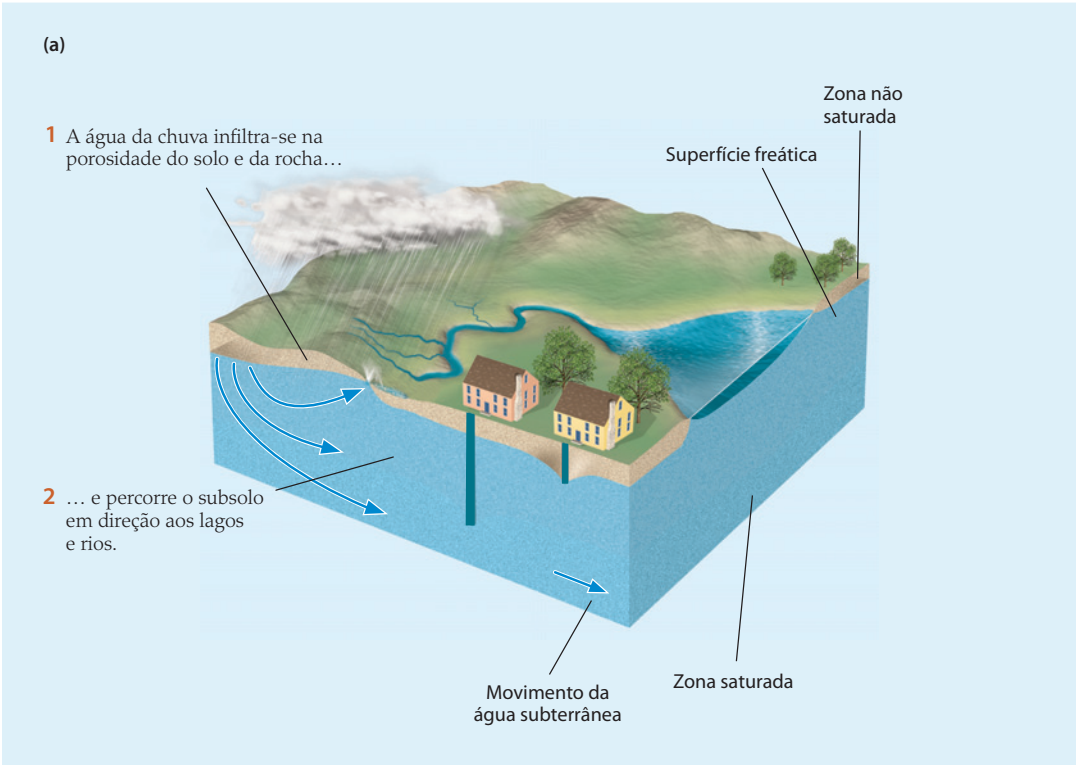



**FIGURA 17.11** ■ Dinâmica da superfície freática em uma formação permeável rasa, em clima temperado. (a) A superfície freática segue a forma geral da topografia superficial, mas suas encostas são mais suaves. (b) A profundidade da superfície freática flutua em resposta ao equilíbrio entre a água adicionada pela precipitação (recarga) e a água perdida pela evaporação e por poços, nascentes e rios (descarga).

tardada tanto pelo efeito da tensão superficial como pela umidade relativa do ar nesses poros, a qual pode estar próxima a 100%.

Se perfurarmos poços em vários lugares e medirmos a profundidade da água de cada um deles, poderemos construir um mapa da superfície freática. Uma seção transversal da paisagem se pareceria com aquela mostrada na **Figura 17.11a**. A superfície freática acompanha a forma geral da superfície do relevo, mas sua declividade é mais suave, e chega até a superfície nos leitos dos rios e lagos e em nascentes. Sob a influência da gravidade, a água subterrânea move-se declive abaixo desde uma área onde a elevação da superfície freática é grande – sob um morro, por exemplo –, até lugares de elevações menores, como em nascentes, onde a água sai para a superfície.

A água entra e sai da zona saturada por meio de recarga e descarga (Figura 17.11b). A **recarga** é a infiltração da água em qualquer formação subsuperficial, frequentemente pela água da chuva ou do degelo da neve. A **descarga** é a saída da água subterrânea para a superfície, sendo o oposto da recarga. A água subterrânea é descarregada por evaporação, através de nascentes, e pelo bombeamento de poços artificiais.

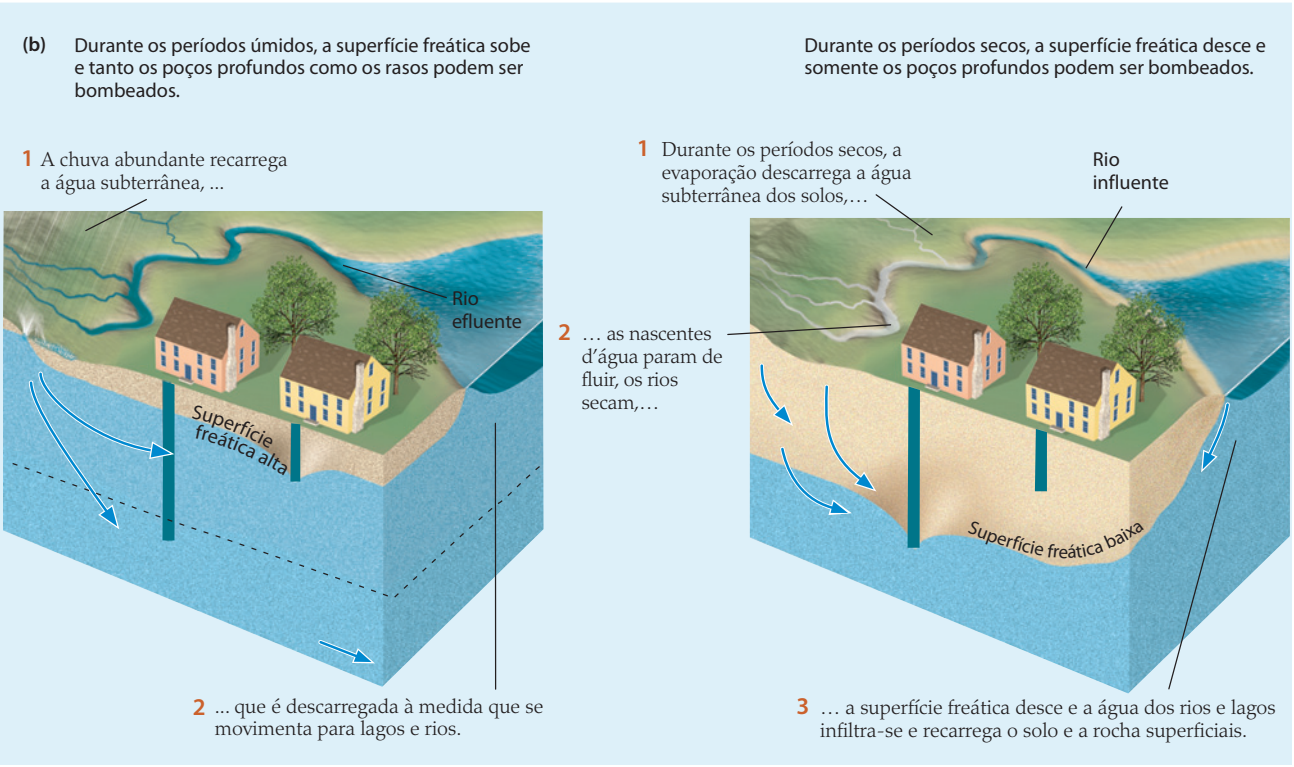
A água também pode entrar e sair da zona saturada pelos rios. A recarga também pode ocorrer no leito de um rio onde o canal está mais elevado do que a superfície freática. Os rios que recarregam a água subterrânea dessa forma são chamados de *rios influentes*, sendo mais característicos em regiões áridas, onde a superfície freática é profunda. Por outro lado, quando um canal está em uma elevação abaixo daquela da superfície freática, a água é descarregada da água subterrânea para o rio. Tal *rio efluente* é típico de áreas úmidas e continua a fluir por muito tempo após o término do escoamento superficial, pois é alimentado pela água subterrânea. Assim, o reservatório de água subterrânea pode ser aumentado pelos rios influentes e reduzido pelos efluentes.

## Os aquíferos

Os **aquíferos**[9] são as formações rochosas pelas quais a água subterrânea flui em quantidade suficiente para suprir poços. A água subterrânea pode fluir em aquíferos não confinados ou confinados. Em *aquíferos não confinados*, a água percola, passa lentamente, ou através de camadas de permeabilidade mais ou menos uniforme, que se estendem até a superfície. O nível do reservatório em um aquífero não confinado corresponde à altura da superfície freática (como na Figura 17.11a).

Entretanto, muitos aquíferos permeáveis, tipicamente de arenitos, são conectados acima e abaixo por camadas de baixa permeabilidade, como folhelhos. Essas camadas relativamente impermeáveis são **aquicludes**[10], e a água subterrânea não pode percolá-los ou o faz muito lentamente. Quando os aquicludes situam-se tanto sobrepostos como sotopostos a um aquífero, forma-se um *aquífero confinado* (**Figura 17.12**).

As camadas impermeáveis sobrepostas a um aquífero confinado evitam que a água da chuva infiltre-se diretamente até o mesmo e, assim, os aquíferos confinados são recarregados pela precipitação sobre a *área de recarga*, frequentemente caracterizada por rochas aflo-




rantes em regiões de maior altitude e morfologicamente elevadas. Nesses locais, a água da chuva pode infiltrar-se no solo porque não há um aquiclude impedindo a percolação. A água, então, desce para o aquífero subterrâneo.

A água em um aquífero confinado – conhecido como **aquífero artesiano** – está sob pressão. Em qualquer ponto do aquífero, a pressão é equivalente ao peso de toda a água do aquífero que está acima dele. Se a elevação da superfície do solo, onde perfuramos um poço em um aquífero confinado, for menor que o nível freático da área de recarga, então a água fluirá espontaneamente acima da boca do poço (**Figura 17.13**). Esse tipo de poço, chamado de *artesiano*, é extremamente desejável, pois não necessita de energia para bombear a água até a superfície.

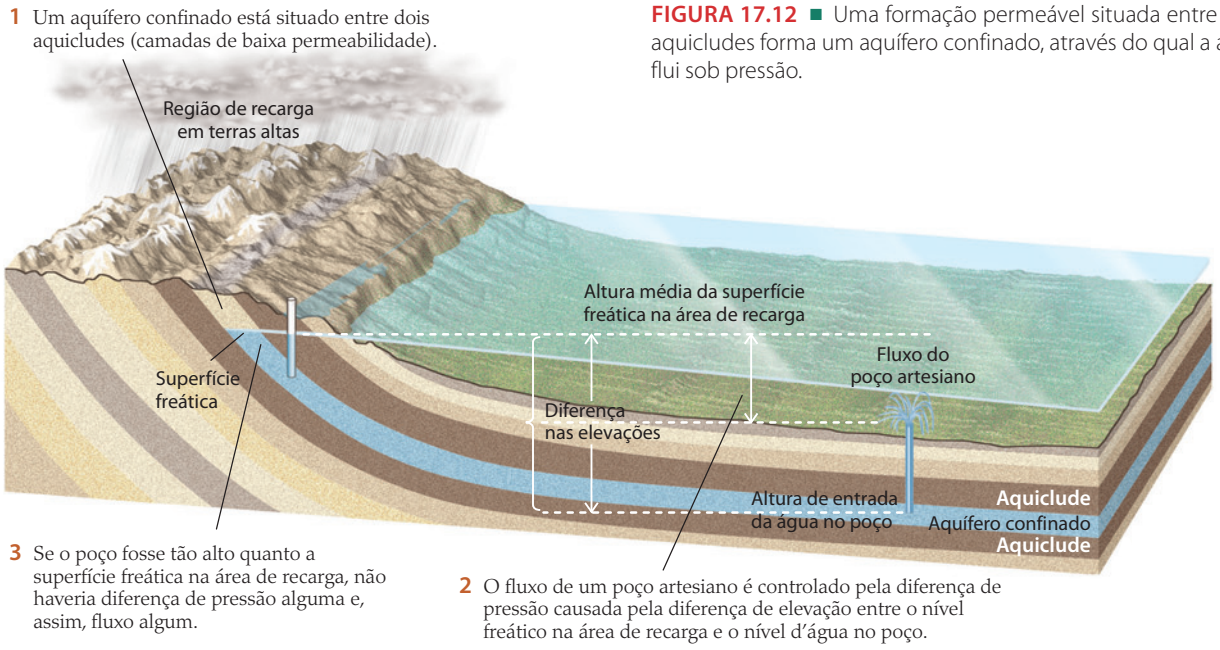



**FIGURA 17.12** ■ Uma formação permeável situada entre dois aquicludes forma um aquífero confinado, através do qual a água flui sob pressão.

**FIGURA 17.13** ■ A água flui de um poço artesiano sob sua própria pressão. [John Dominis/Time Life Pictures/Getty Images]

Em ambientes geológicos mais complexos, a posição do nível freático pode ser mais complicada. Por exemplo, se há uma camada de argila relativamente impermeável – um aquiclude – intercalada em uma formação arenosa permeável, o aquiclude pode situar-se abaixo do nível freático de um aquífero raso e, ao mesmo tempo, acima do nível freático de um aquífero profundo (**Figura 17.14**). O nível freático do aquífero raso é chamado de *nível freático suspenso*, pois se situa acima do nível freático principal do aquífero inferior. Muitos lençóis freáticos suspensos são pequenos, com somente alguns metros de espessura e em uma área restrita, mas alguns se estendem por centenas de quilômetros quadrados.

## Balanço de recarga e descarga

Quando a recarga e a descarga estão equilibradas, o reservatório de água subterrânea e a superfície freática permanecem constantes, mesmo quando a água está continuamente percolando através do aquífero. Para que a recarga se equilibre com a descarga, a chuva deve ser frequente o suficiente para igualar-se à soma do escoamento para os rios e para as nascentes e poços.

Mas a recarga e a descarga nem sempre serão iguais, pois a chuva varia de estação para estação. Tipicamente, a superfície freática desce em estações secas e sobe durante períodos úmidos (ver Figura 17.11b). Uma diminuição na recarga, como em secas prolongadas, será seguida por um intervalo longo de desequilíbrio e um nível freático baixo.

Um aumento na descarga, geralmente a partir do aumento do bombeamento no poço, pode produzir o mesmo desequilíbrio a longo prazo e um rebaixamento do nível freático. Poços rasos podem terminar secando, tornando-se uma zona não saturada. Quando o bombeamento de água de um poço é mais rápido que a sua recarga, o nível d'água do aquífero é rebaixado sob a forma de um cone que se localiza em uma área no entorno do

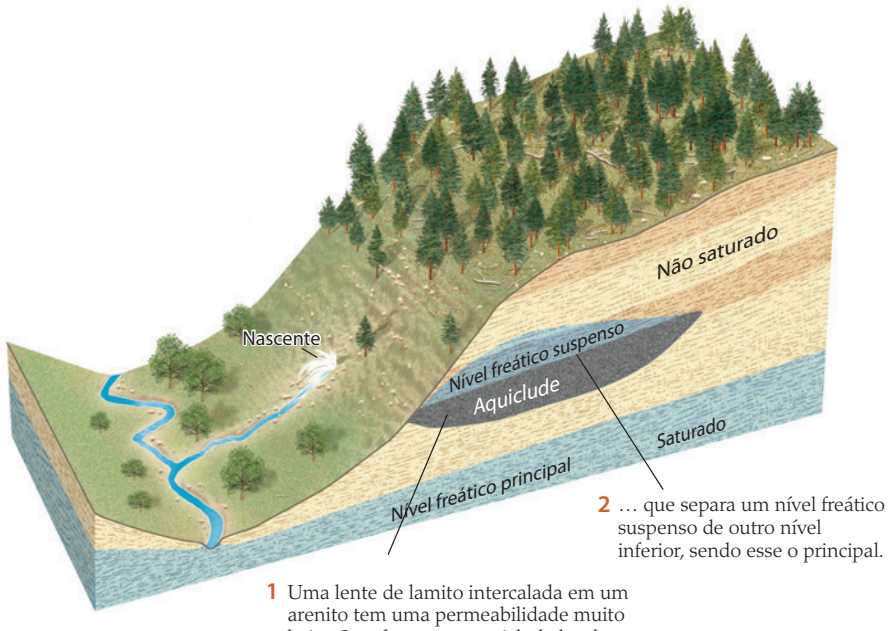



**FIGURA 17.14** ■ Um nível freático suspenso forma-se em situações geologicamente complexas – no caso aqui ilustrado, ele ocorre no aquiclude de folhelho situado acima da superfície freática principal do aquífero de arenito. A dinâmica de recarga e descarga do nível freático suspenso pode ser diferente daquela do nível principal.

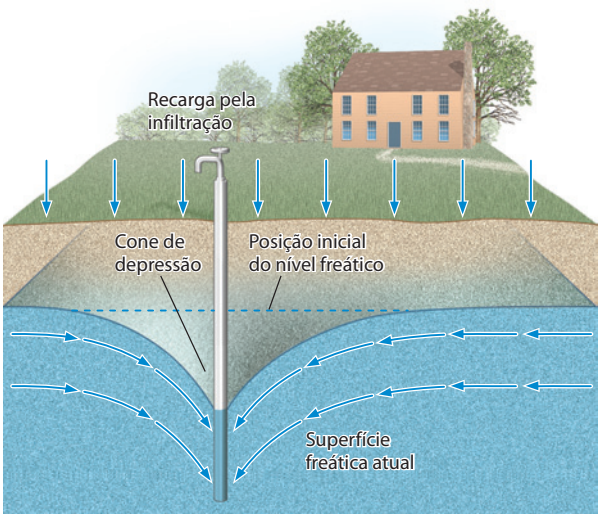



**FIGURA 17.15** ■ O excesso de bombeamento intensivo em relação à recarga causa rebaixamento da superfície freática, que assume a forma de um cone de depressão. O nível d'água no poço desce até a posição deprimida da superfície freática.

poço, chamada de *cone de depressão* (**Figura 17.15**). O nível d'água no poço é rebaixado até a posição deprimida da superfície freática. Se o cone de depressão rebaixar para além do fundo do poço, então o poço ficará seco. Contudo, se o fundo do poço estiver acima da base do aquífero, pode-se perfurar mais e aumentar a sua profundidade dentro do aquífero, o que poderá permitir que mais água seja extraída, mesmo com uma taxa de bombeamento alta e contínua. Entretanto, se a taxa de bombeamento é mantida e a profundidade do poço é aumentada até atingir toda a espessura do aquífero, o cone de depressão poderá alcançar a base do aquífero e exauri-lo. O aquífero recuperar-se-á somente se a taxa de bombeamento for reduzida o suficiente para que haja tempo de recarga.

A extração excessiva de água não apenas reduz o aquífero, mas também pode causar outros efeitos ambientais indesejáveis. Quando a pressão da água no espaço poroso cai, a superfície do solo sobre o aquífero pode afundar, criando depressões semelhantes a crateras de abatimento ou dolinas (**Figura 17.16**). Quando a água em alguns sedimentos é removida, os sedimentos se compactam e a perda de volume é manifestada pelo abatimento da superfície, um fenômeno conhecido como *subsidência*. A subsidência causada por excesso de bombeamento ocorreu na cidade do México e em Veneza, na Itália, bem como em muitas outras regiões em que essa prática é intensa, como no Vale de San Joaquin, na Califórnia (EUA). Nesses lugares, a taxa de subsidência da superfície atingiu quase 1 m a cada três anos. Embora alguns experimentos tenham tentado reverter a subsidência pela injeção de água no sistema de água subterrânea, não tiveram muito sucesso. Isso se deu porque a maior parte do material compactado não se expandiu facilmente para seu estado anterior. A melhor medida para interromper a subsidência é a restrição do bombeamento.

As pessoas que vivem próximas à orla oceânica podem enfrentar problemas diferentes quando as taxas de bombeamento são altas em relação à recarga: a incursão de água salgada para o poço[11]. Próximo à linha de costa ou um pouco mais deslocado em direção ao mar, um limite subterrâneo separa a água salgada sob o leito do mar da água doce sob a superfície da costa. A partir da linha de costa, esse limite inclina-se e estende-se em direção ao continente, de modo que a água salgada passa a ficar embaixo da água doce do aquífero costeiro (**Figura 17.17a**). Sob muitas ilhas oceânicas, uma lente de água doce subterrânea (com a forma semelhante a uma lente biconvexa simples) flutua sobre o nível de água salgada. A água doce flutua porque é menos densa que a salgada (1,00 g/cm$^3$ *versus* 1,02 g/cm$^3$, uma diferença pequena, mas significativa). Normalmente, a pressão da água doce mantém a margem com a água salgada um pouco afastada da linha de costa. O balanço entre a recarga e a descarga em aquíferos de água doce mantém estável esse limite entre a água doce e a salgada.

Enquanto a recarga pela água da chuva é, pelo menos, igual à descarga por bombeamento, o poço fornece água doce. Entretanto, se a extração de água é mais rápida que a recarga, um cone de depressão desenvolve-se no topo do aquífero. Na base do reservatório de água doce, forma-se então outro cone, simetricamente invertido, que se eleva do limite inferior de água salgada. O cone de de-

**FIGURA 17.16** ■ No Vale Antelope, Califórnia (EUA), o bombeamento intensivo da água subterrânea ocasionou fissuras e depressões de abatimento (semelhantes a dolinas) no leito do Lago Rogers, na Base da Força Aérea de Edwards. Esta fissura, formada em janeiro de 1991, em cerca de 625 m de comprimento. [James W. Borchers/USGS]

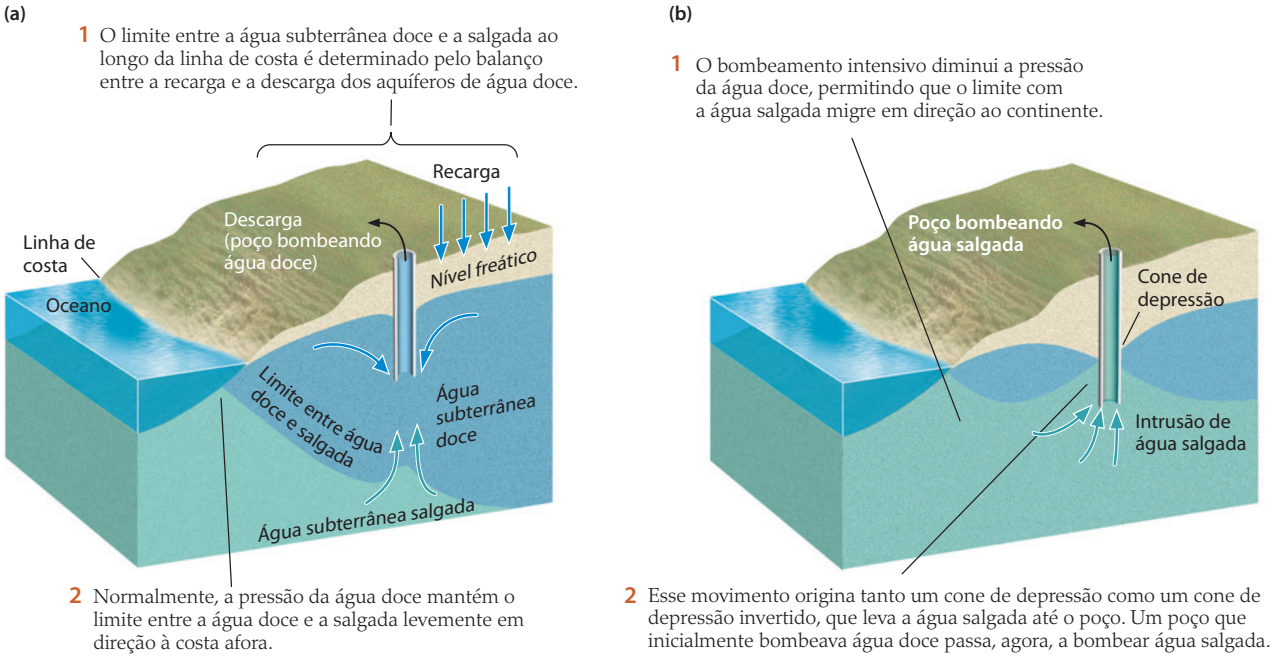



**FIGURA 17.17** ■ O balanço entre a recarga e a descarga mantém na mesma posição o limite entre a água salgada e a água doce de um aquífero costeiro.

pressão dificulta o bombeamento de água doce, e o cone invertido inferior causa entrada de água salgada no fundo do poço (ver Figura 17.17b). As pessoas que vivem próximas à praia são as primeiras a serem afetadas. Algumas cidades no Cabo Cod, em Massachusetts (EUA); em Long Island, em Nova York; e em muitas outras áreas costeiras têm denunciado que sua água potável contém mais sal do que é considerado saudável pelos órgãos ambientais. Não há outra solução imediata para esse problema a não ser diminuir o bombeamento ou, em alguns locais, recarregar o aquífero artificialmente por meio de injeção do escoamento superficial para o solo.

Um dos efeitos previstos do aquecimento global é uma elevação do nível do mar. Pode-se ver que, quando o nível do mar sobe, a margem com a água salgada de aquíferos costeiros também sobe. A água do mar pode invadir os aquíferos costeiros e deixar a água doce salgada.

## A velocidade do fluxo da água subterrânea

A velocidade na qual a água se move no solo afeta intensamente o balanço entre descarga e recarga. A maior parte da água subterrânea move-se lentamente, um processo natural que forma nossos depósitos de água subterrânea. Se a água subterrânea se movesse tão rápido como os rios, os aquíferos rapidamente secariam após um período de tempo sem chuva, da mesma forma como geralmente ocorre em muitos cursos d'água pequenos. O lento movimento do fluxo da água subterrânea também torna impossível uma recarga rápida se os níveis d'água forem rebaixados pelo bombeamento excessivo.

Embora todo o fluxo de água subterrânea através dos aquíferos seja lento, alguns são mais demorados que outros. Na metade do século XIX, Henri Darcy[12], engenheiro civil de Dijon, na França, propôs uma explicação para a diferença das taxas de diferentes fluxos. Enquanto estudava o abastecimento de água da cidade, Darcy mediu as profundidades do nível d'água em vários poços e mapeou as diversas elevações da superfície freática da região. Calculou então as distâncias que a água percorre de um poço para outro e mediu a permeabilidade dos aquíferos. Estas foram as suas descobertas:

- Para um aquífero específico e para uma determinada distância percorrida, a taxa na qual a água flui de um ponto para outro é diretamente proporcional ao desnível da superfície freática entre os dois pontos. Quando o desnível aumenta, a taxa do fluxo também aumenta.
- A taxa do fluxo de um aquífero específico, que tem um certo desnível, é inversamente proporcional à distância percorrida pelo fluxo da água. Isto é, com o aumento da distância, a taxa do fluxo diminui. O quociente entre o desnível e a distância percorrida pelo fluxo é chamado de **gradiente hidráulico**.

Darcy deduziu que a relação entre o fluxo e o gradiente hidráulico da água deveria ser idêntica na água que corre por um aquífero de cascalho bem selecionado ou por um aquífero arenítico lodoso e menos permeável. Você poderia supor que a água se move mais rapidamente nos grandes espaços porosos do cascalho bem selecionado do que através dos caminhos irregulares do aquífero arenítico lodoso de grãos finos e menos permeável. Darcy reconheceu essa pos-

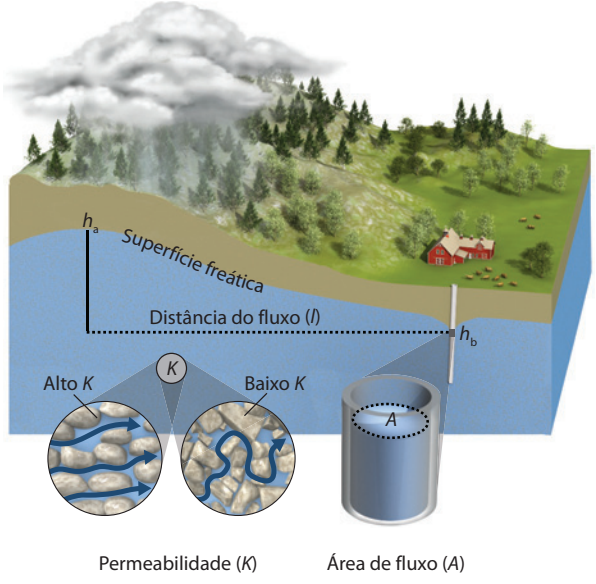
sibilidade e incluiu uma medida de permeabilidade em sua equação final. Desse modo, como as outras variáveis permanecem idênticas, quanto maior a permeabilidade, maior a facilidade de movimento e, portanto, mais rápido o fluxo. A simples equação desenvolvida por Darcy a partir dessas observações, hoje conhecida como **lei de Darcy**, pode ser usada pra prever o comportamento da água subterrânea e, por isso, tem aplicações importantes na gestão dos recursos hídricos, conforme discutido na Prática de Geologia.

As velocidades calculadas pela lei de Darcy foram confirmadas experimentalmente ao medir-se quanto tempo um pigmento não prejudicial introduzido em um poço levou para alcançar outro. Na maioria dos aquíferos, a água subterrânea move-se em uma taxa de poucos centímetros por dia. Em camadas de cascalho muito permeáveis próximas à superfície, a água subterrânea pode percorrer até 15 cm/dia. (Essa velocidade ainda é muito baixa quando comparada com a dos rios, cujo fluxo tem uma velocidade típica de 20 a 50 cm/s.)

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Quanta água nosso poço consegue produzir?

A pergunta mais importante que alguém que esteja pensando em perfurar um poço pode fazer é se esse poço produzirá água suficiente para satisfazer suas necessidades. Um poço perfurado em um tipo de formação pode produzir água em abundância, enquanto outro, não muito distante, mas em uma formação diferente, pode não ter o mesmo resultado. Como podemos prever o comportamento da água subterrânea com precisão suficiente para saber quanta água um poço produzirá em determinada localidade?




Henri Darcy conseguiu transformar seu entendimento conceitual dos princípios do fluxo de água subterrânea em uma equação matemática simples e bastante útil. Essa equação – a *lei de Darcy* – mostra como os fatores geológicos controlam a taxa de fluxo de água através de um aquífero:

$$Q = A\left[\frac{K(h_a - h_b)}{l}\right]$$

Essa equação está dizendo que o volume de água que flui em certo tempo ($Q$) é proporcional à área transversal do aquífero ($A$) através da qual flui esse volume; à *condutividade hidráulica* ($K$) do aquífero, uma medida da permeabilidade da rocha ou do solo que o compõe; e ao gradiente hidráulico. O gradiente hidráulico pode ser determinado com a instalação de poços de teste em dois pontos, a e b, medindo a diferença da elevação da superfície freática entre eles ($h_a - h_b$) e dividindo o resultado pela distância entre os poços ($l$). O fluxo de água aumentará se houver aumento na área transversal do aquífero, no gradiente hidráulico ou na condutividade hidráulica.

Em muitas partes rurais e suburbanas dos Estados Unidos, a perfuração de poços é uma prática comum para o suprimento de água da família. Ao escolher um local para residência, a família deve tomar cuidado e considerar a geologia do lugar e procurar saber se é ou não adequado para um fluxo suficiente de água. A água que flui do poço no ponto B no diagrama ao lado produz água suficiente para as necessidades de uma família? Depende de uma série de fatores, inclusive o tipo de formação em que o poço é perfurado. Podemos usar a lei de Darcy para avaliar os efeitos da condutividade hidráulica sobre a quantidade de água que fluirá pelo poço.

Utilizando as medidas dadas no diagrama, encontramos os seguintes valores:

$$\text{Área transversal do cano do poço} = A = 0{,}25\ \text{m}^2$$

$$\text{Gradiente hidráulico} = \left[\frac{h_a - h_b}{l}\right]$$

$$= \left[\frac{440\ \text{m} - 415\ \text{m}}{1250\ \text{m}}\right]$$

$$= \left[\frac{25\ \text{m}}{1250\ \text{m}}\right]$$

A seguir, encontramos o valor de $Q$ para os diferentes valores de $K$, os quais representam diferentes materiais terrestres: argila, areia lodosa, areia bem selecionada e cascalho bem selecionado.

| Material | Condutividade hidráulica ($K$) |
|---|---|
| Argila | 0,001 m/dia |
| Areia lodosa | 0,3 m/dia |
| Areia bem selecionada | 40 m/dia |
| Cascalho bem selecionado | 3.750 m/dia |

Agora podemos usar a lei de Darcy para determinar $Q$ para a areia bem selecionada:

$$Q = A\left[\frac{K(h_a - h_b)}{l}\right]$$

$$= 0{,}25\ m^2 \times 40\ m/dia \times 0{,}02$$

$$= 0{,}2\ m^3/dia\ (cerca\ de\ 190\ litros/dia)$$

E para a argila:

$$Q = A\left[\frac{K(h_a - h_b)}{l}\right]$$

$$= 0{,}25\ m^2 \times 0{,}001\ m/dia \times 0{,}02$$

$$= 0{,}000005\ m^3/dia\ (cerca\ de\ 1\ colher\ de\ chá/dia)$$

É evidente, com base nos cálculos, que se o poço for perfurado em areia bem selecionada, poderá fornecer água suficiente para uma família de quatro pessoas, presumindo que cada um utiliza 38 litros por dia para beber, tomar banho, usar o toalete, cozinhar, limpar e fazer a manutenção do jardim. Por outro lado, se o poço for perfurado em argila, é provável que seja uma frustração enorme.

***PROBLEMA EXTRA:*** Use a lei de Darcy para encontrar o volume de água que poderia fluir pelo poço em um dia se fosse perfurado em areia lodosa ou em cascalho bem selecionado.

## Recursos e gestão da água subterrânea

Grande parte da América do Norte conta com água subterrânea para todas as necessidades da população. A demanda por recursos de água subterrânea tem crescido com o aumento da população e com a expansão dos usos, como a irrigação (**Figura 17.18**). Muitas áreas da região das Planícies Centrais e outras do Meio-Oeste situam-se em formações areníticas, a maioria das quais são aquíferos confinados, como aquele mostrado na Figura 17.12. Esses aquíferos são recarregados em suas áreas aflorantes nos planaltos do oeste, alguns dos quais muito próximos ao sopé das Montanhas Rochosas. A partir de lá, a água subterrânea desloca-se para as altitudes inferiores do leste por centenas de quilômetros. Milhares de poços têm sido perfurados nesses aquíferos, constituindo-se em uma grande fonte de recurso hídrico.

A lei de Darcy nos diz que, em um aquífero, a água flui com taxas proporcionais ao declive entre sua área de recarga e um dado poço. Nas Planícies Centrais, as declividades são suaves e a água move-se lentamente pelos aquíferos, recarregando-os em taxas baixas. Inicialmente, muitos desses poços eram artesianos e a água fluía livremente. À medida que mais poços foram perfurados, o nível da água caiu, e ela precisou ser bombeada para a superfície. O bombeamento intensivo retirou a água de alguns aquíferos mais rápido que a lenta recarga vinda de longe poderia preenchê-los, de modo que as reservas estão sendo reduzidas (ver Plano de Ação para a Terra 17.2).

Uma série de abordagens inovadoras está sendo usada para aumentar a sustentabilidade dos recursos de água subterrânea. Os esforços para reduzir a descarga excessiva têm sido complementados pela tentativa de aumentar artificialmente a recarga dos aquíferos de algumas áreas. Em Long Island, em Nova York (EUA), por exemplo, o órgão de abastecimento de água perfurou um grande sistema de poços de recarga para bombear água usada para o solo, tendo sido previamente tratada e purificada. O órgão de abastecimento de água também construiu grandes bacias rasas sobre as áreas de recarga natural para aumentar a infiltração das águas superficiais, pela coleta e desvio do escoamento superficial, incluindo a drenagem pluvial e águas utilizadas pela indústria. Os funcionários públicos responsáveis pelo programa sabiam que o desenvolvimento urbano pode diminuir a recarga ao interferir na infiltração. À medida que a urbanização progride, os materiais impermeáveis utilizados para pavimentar grandes áreas de ruas, calçadas e estacionamentos impedem a infiltração da água no solo. Essa diminuição da infiltração natural pode privar os aquíferos de grande parte de sua recarga. Uma solução é coletar e utilizar o escoamento pluvial em um programa sistemático de recarga artificial, como foi feito pelo órgão de abastecimento de água em Long Island. Os múltiplos esforços das autoridades de abastecimento de água ajudaram a restabelecer o aquífero de Long Island, embora sem atingir os níveis originais.

Orange County, próximo a Los Angeles, Califórnia (EUA), recebe apenas cerca de 38 cm de chuva por ano, mas essa água deve suprir uma população de 2,5 milhões de pessoas. A água subterrânea bombeada da parte oeste do condado atende aproximadamente 75% de suas necessidades. Porém, a superfície freática está caindo gradualmente, o que ameaça diminuir tal abastecimento. Para ajudar a reabastecer o suprimento, o De-

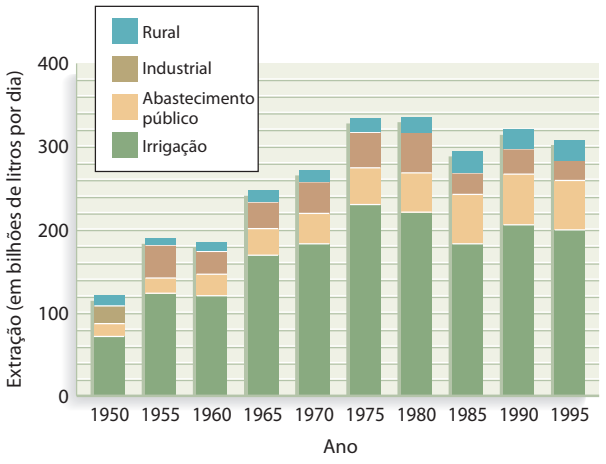



**FIGURA 17.18** ■ Extração de água subterrânea nos Estados Unidos de 1950 a 1995. [U.S. Geological Survey]

# Plano de ação para a Terra

### 17.2 O aquífero Ogallala: um recurso de água subterrânea ameaçado

Por mais de 100 anos, a água do aquífero Ogallala, uma formação de areia e cascalho, supriu água doce para grande parte das cidades, povoados, fazendas e granjas do sudeste das Planícies Centrais. A população da região aumentou de poucos milhares no final do século XIX para cerca de 1 milhão nos dias atuais. O bombeamento, inicialmente para a irrigação, tem sido tão intenso (cerca de 6 bilhões de metros cúbicos de água por ano, de um total de 170 mil poços) que a recarga não pode ser mantida. A pressão da água nos poços tem diminuído constantemente, e a superfície freática sofreu um rebaixamento de 30 m ou mais.

A recarga natural do aquífero Ogallala é muito lenta no sudeste das Planícies Centrais, pois a chuva é esparsa, o grau de evaporação é alto e a área de recarga é pequena. As águas do aquífero Ogallala de hoje podem ter sido fornecidas até 10 mil anos atrás, durante a glaciação de Wisconsin, quando o clima das Planícies Centrais era mais úmido. Nas taxas atuais de recarga, se todo o bombeamento fosse interrompido, seriam necessários milhares de anos para que a superfície freática recuperasse seu nível original e a pressão dos poços fosse restaurada. Alguns cientistas fizeram tentativas de recarregar o aquífero artificialmente pela injeção de água a partir de lagos rasos que se formam na estação úmida no planalto. Esses experimentos têm aumentado a recarga, mas o aquífero ainda continuará em situação de perigo por um longo tempo.

Estima-se que a água remanescente no Ogallala seja suficiente apenas para as primeiras décadas deste século. Quando esse inestimável reservatório de água subterrânea estiver exaurido, cerca de 20,6 mil km$^2$ de área irrigada no oeste do Texas e no leste do Novo México estarão secos – comprometendo, com isso, 12% da produção norte-americana de algodão, milho, sorgo e trigo e uma significativa porção dos campos de engorda dos rebanhos de gado do país.

Outros aquíferos nas planícies setentrionais e outros lugares da América do Norte estão em uma situação similar. Em três importantes áreas dos Estados Unidos – no Arizona, nos planaltos e na Califórnia – o abastecimento de água subterrânea está reduzido.

Grande parte da região sul das Planícies Centrais situa-se sobre o aquífero Ogallala, representado no mapa pela área em azul. A principal região de recarga do aquífero está localizada ao longo de sua margem oeste. [U.S. Geological Survey]

partamento Hídrico de Orange County opera 23 poços que injetam água residual tratada, misturada com água subterrânea de um segundo aquífero localizado sob o principal aquífero do condado. A água reciclada atende aos padrões de água potável com tratamento adicional, mas a maioria dos contaminantes é filtrada pela rede de poros do aquífero.

## A erosão pela água subterrânea

Todos os anos, milhares de pessoas visitam cavernas, seja em excursões que visam a atrações populares, como a Caverna Mammoth, em Kentucky (EUA), seja em explorações de aventura de cavernas pouco conhecidas. Esses grandes espaços subterrâneos são, na verdade, *vugs* enormes produzidos pela dissolução de calcário (ou, raramente, de outras rochas solúveis, como os evaporitos) pela água subterrânea. Imensas quantidades de calcário foram dissolvidas para formar algumas cavernas. A Caverna Mammoth, por exemplo, tem dezenas de quilômetros de grandes e pequenas câmaras interconectadas e o grande salão da Caverna de Carlsbad, no Novo México (EUA), tem mais de 1.200 m de comprimento, 200 m de largura e 100 m de altura.

As formações de calcário são comuns na porção superior da crosta, mas as cavernas formam-se somente onde essas rochas relativamente solúveis estão na su-

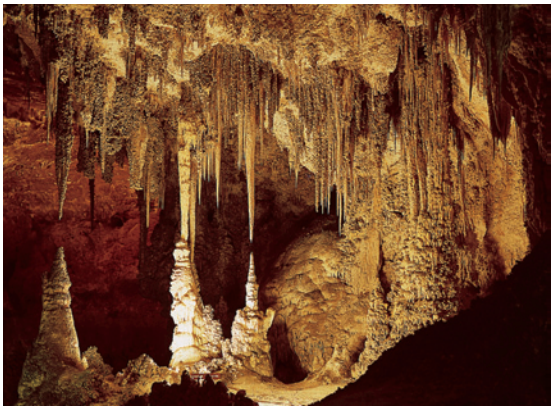


**FIGURA 17.19** ■ Teatro Chinês, no Grande Salão da Caverna Carlsbad, no Novo México (EUA). As estalactites do teto e as estalagmites do assoalho uniram-se para formar uma coluna. [David Muench]

**FIGURA 17.20** ■ Uma enorme dolina formou-se pelo colapso de uma caverna subterrânea rasa em Parque Winter, na Flórida (EUA). Tais colapsos podem ocorrer tão repentinamente que carros movendo-se em uma rodovia podem ser soterrados. [Leif Skoogfors/Woodfin Camp]

perfície ou próximas a ela, em locais onde quantidades suficientes de águas ricas em dióxido de carbono ou de enxofre infiltram-se para dissolver extensas áreas de calcário. Como vimos no Capítulo 16, o dióxido de carbono atmosférico contido na água da chuva forma ácido carbônico, que acentua a dissolução do calcário. A água que se infiltra no solo pode captar ainda mais o dióxido de carbono produzido por raízes de vegetais, microrganismos e outros organismos que vivem no solo e que liberam esse gás. Quando essa água rica em dióxido de carbono move-se da zona não saturada para a saturada, origina espaços à medida que dissolve os minerais carbonáticos. Esses espaços aumentam devido à dissolução do calcário ao longo das juntas e fraturas, formando uma rede de salões e passagens. Tais redes formam-se intensivamente na zona saturada, onde, pelo fato de as cavernas estarem preenchidas com água, a dissolução ocorre em todas as superfícies, incluindo os assoalhos, as paredes e os tetos.

Podemos explorar as cavernas que uma vez estiveram abaixo da superfície freática mas que, hoje, encontram-se na zona não saturada devido ao rebaixamento do nível da água subterrânea. Nessas cavernas, agora preenchidas pelo ar, a água saturada com carbonato de cálcio pode gotejar do teto. Quando cada gota de água pinga do teto, parte de seu dióxido de carbono dissolvido evapora, escapando para a atmosfera da caverna. A evaporação torna o carbonato de cálcio em solução na água subterrânea menos solúvel, e cada gota de água que cai deixa precipitada uma pequena quantidade de carbonato de cálcio no teto. Esses depósitos acumulam-se, exatamente como cresce um pingente de gelo, em um espigão estreito e alongado, suspenso no teto, chamado de *estalactite*. Quando parte da água cai no chão da caverna, mais dióxido de carbono escapa e outra pequena quantidade de carbonato de cálcio fica ali precipitada, bem embaixo da estalactite. Esses depósitos também se acumulam, formando uma *estalagmite*. Com o tempo, uma estalactite e uma estalagmite podem crescer juntas e formar uma coluna (**Figura 17.19**).

Extremófilos microbianos (ver Capítulo 11) foram descobertos habitando cavernas, apesar da falta de luz solar e das condições altamente ácidas que evitam que a maioria dos organismos viva em tais ambientes. Alguns geólogos acreditam que esses microrganismos contribuíram com a formação das Cavernas Carlsbad utilizando sulfatos dissolvidos de evaporitos de gipsita ($CaSO_4$) como fonte de energia e liberando ácido sulfúrico como subproduto. O ácido sulfúrico, assim, ajudou a dissolver o calcário para formar as cavernas.

Em alguns lugares, a dissolução pode adelgaçar de tal modo o teto de uma caverna de calcário que ele colapsa repentinamente, produzindo uma **dolina**[13] – uma depressão pequena e íngreme na superfície acima da caverna (**Figura 17.20**). As dolinas são características de uma paisagem típica, conhecida como *carste* (pronuncia-se [k'arste]), denominação de uma região do norte da Eslovênia[14]. O **relevo cárstico** é um terreno acidentado irregular caracterizado por dolinas, cavernas e ausência de rios superficiais (**Figura 17.21**). Os canais de drenagem subterrânea substituem o sistema de drenagem superficial de pequenos e grandes rios. Os cursos d'água curtos e escassos frequentemente terminam em dolinas, sumindo no subterrâneo[15] e, às vezes, reaparecendo quilômetros adiante.

O relevo cárstico é encontrado em regiões com as seguintes características:

1. Um clima úmido, com abundante vegetação (fornecendo águas ricas em dióxido de carbono)
2. Formações calcárias intensamente fraturadas
3. Gradientes hidráulicos apreciáveis

Nas Américas do Norte e Central, o relevo cárstico é encontrado em terrenos calcários de Indiana, Kentucky e Flórida e na Península de Yucatán, no México. O carste é bem desenvolvido em calcários coralíferos, que foram soerguidos em terrenos cenozoicos tardios de arcos insulares em clima tropical.[16]

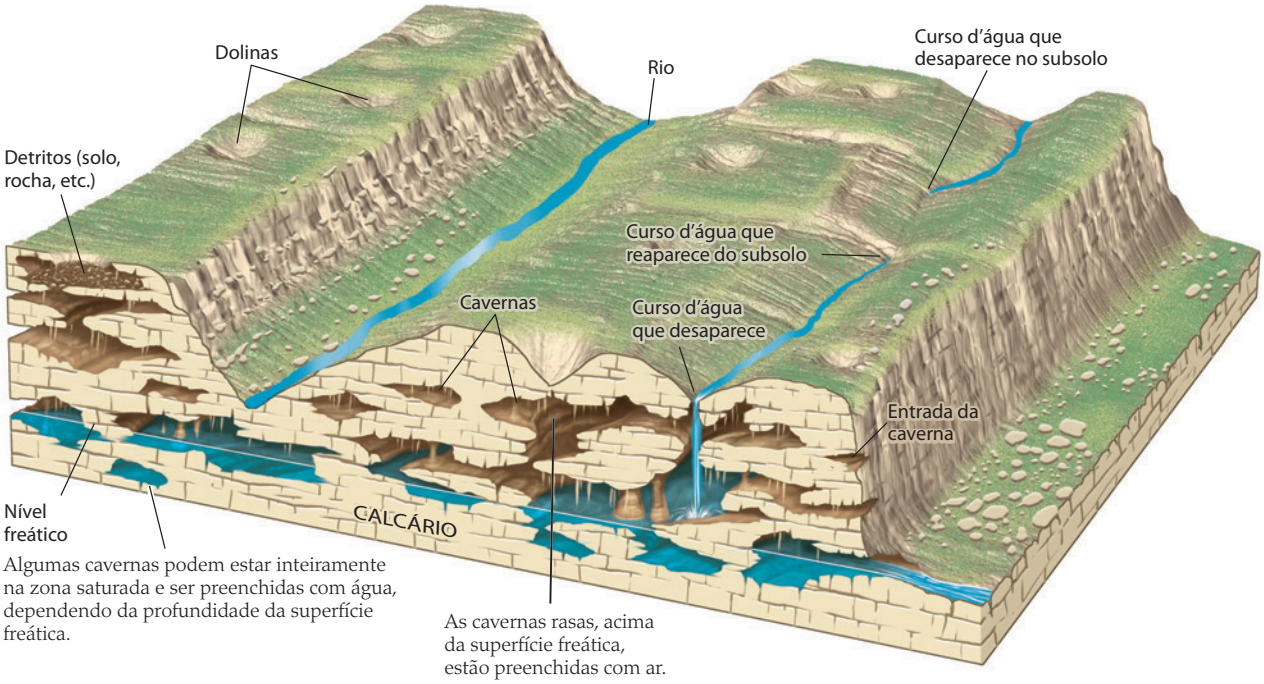



**FIGURA 17.21** ■ Algumas das principais feições do relevo cárstico são as cavernas, as dolinas e os rios que desaparecem.

**FIGURA 17.22** ■ A torre cárstica no sudeste da China é um terreno espetacular que contém colinas isoladas com encostas praticamente verticais. [Dennis Cox/Alamy]

Os terrenos cársticos frequentemente têm problemas ambientais, incluindo subsidência superficial a partir de colapsos no espaço subterrâneo e desmoronamentos potencialmente catastróficos. A espetacular torre cárstica no sudeste da China formou-se quando redes de cavernas entraram em colapso para formar dolinas, que, então, se expandiram e se fundiram, criando "torres" (**Figura 17.22**).

## A qualidade da água

Diferentemente das pessoas de muitas outras partes do mundo, os habitantes da América do Norte são afortunados porque quase todo o sistema de abastecimento de água é isento de contaminação por bactérias e a maior parte dele é livre o suficiente de contaminantes químicos para que a água seja consumida com segurança. Porém, conforme mais rios tornam-se poluídos e mais aquíferos são contaminados por resíduos tóxicos, é provável que os norte-americanos vejam mudanças na qualidade da água. A maioria dos residentes dos Estados Unidos está começando a ver seu abastecimento de água doce e pura como um recurso limitado. Muitas pessoas agora viajam com seu próprio suprimento de água engarrafada, instalando sistemas de purificação em suas casas ou de fontes d'água comercialmente disponíveis.

### A contaminação da água potável

A qualidade da água subterrânea é frequentemente ameaçada por uma série de contaminantes. A maioria deles é química, embora os microrganismos na água também possam ter efeitos negativos sobre a saúde humana sob certas condições.

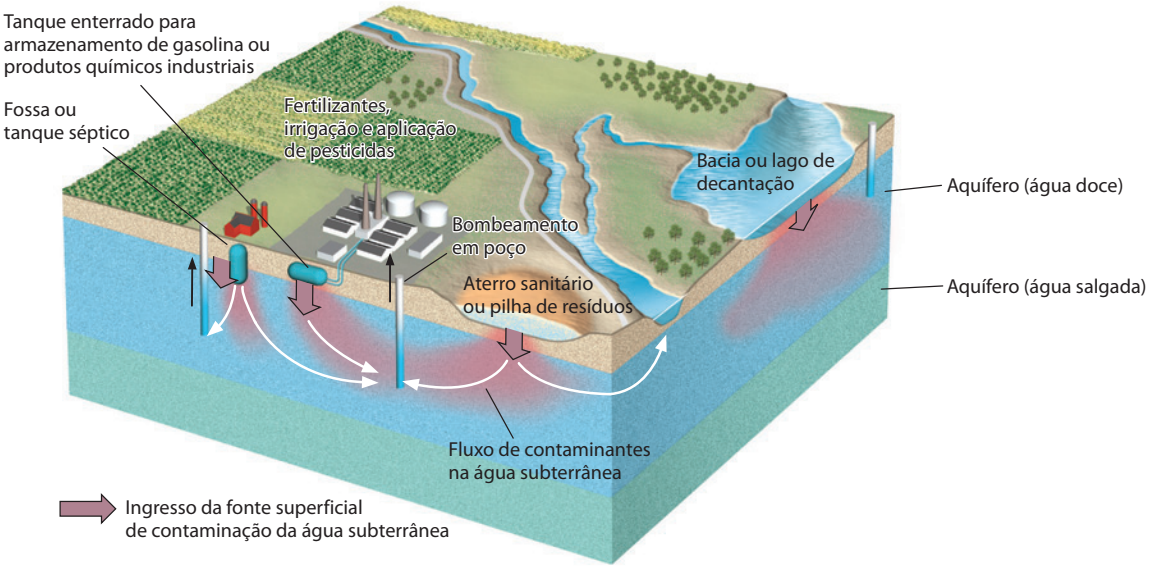



**FIGURA 17.23** ■ Muitas atividades humanas podem contaminar a água subterrânea. Os contaminantes de fontes superficiais, como aterros sanitários, e subsuperficiais, como tanques sépticos e fossas, entram no aquífero através do fluxo normal da água subterrânea. Os contaminantes podem ser introduzidos no abastecimento de água durante o bombeamento de poços. [Modificado da U.S. Environmental Protection Agency]

**POLUIÇÃO POR CHUMBO** O chumbo é um poluente bem conhecido produzido pelos processos industriais que lançam contaminantes na atmosfera. Quando o vapor d'água se condensa na atmosfera, o chumbo é incorporado nas gotas da chuva, as quais o transportam para a superfície terrestre. O chumbo é rotineiramente eliminado da água do sistema de abastecimento público por meio de tratamento químico, antes que ela seja distribuída pela rede de água. Em casas mais antigas com canos de chumbo, a água pode lixiviar esse elemento. Mesmo nas construções mais novas, as soldas de chumbo utilizadas para conectar canos de cobre e metais usados nas torneiras podem ser fontes de contaminação. A substituição dos velhos canos de chumbo por canos de plástico duráveis pode reduzir a contaminação. Até mesmo o ato de deixar a água correr por poucos minutos, para limpar os canos, pode ajudar.

**OUTROS CONTAMINANTES QUÍMICOS** Uma série de atividades humanas produz químicos que podem contaminar a água subterrânea (**Figura 17.23**). Algumas décadas atrás, quando sabíamos muito menos sobre os efeitos ambientais e na saúde dos resíduos tóxicos, os resíduos industriais, de mineração e militares que hoje sabemos ser perigosos eram depositados no solo, lagos e rios ou descarregados no subsolo. Embora muitas dessas fontes de poluição estejam sendo atacadas, os contaminantes ainda estão chegando nos aquíferos pelo fluxo lento da água subterrânea, e os químicos tóxicos ainda estão entrando na água subterrânea a partir de várias outras fontes.

A disposição de solventes clorados – como o tricloroetileno (TCE)[17], muito utilizado como solvente em processos industriais – traz um terrível problema. Esses solventes persistem no meio ambiente porque são difíceis de ser removidos das águas contaminadas. A queima do carvão e a incineração de resíduos urbanos e médicos emitem mercúrio para a atmosfera, que contamina os suprimentos de água. Os tanques subterrâneos de armazenagem de gasolina podem vazar,[18] e o sal espalhado nas estradas e ruas[19] inevitavelmente infiltra-se no solo até alcançar, por fim, um aquífero. A água da chuva pode lavar do solo os pesticidas, herbicidas e fertilizantes agrícolas. A partir do solo, eles percolam até os aquíferos. Em algumas áreas agrícolas onde os fertilizantes de nitrato são intensamente utilizados, a água subterrânea pode conter altas quantidades desse contaminante. Um estudo recente mostrou que 21% das amostras de poços rasos, que forneciam água potável, excediam a quantidade máxima de nitrato (10 ppm) permitida nos Estados Unidos. Esse nível elevado de nitrato traz o perigo da síndrome do "bebê azul" (a incapacidade de manter níveis saudáveis de oxigênio), que atinge crianças com até seis meses de idade.

**RESÍDUOS RADIOATIVOS** Não há uma solução fácil para o problema da contaminação da água subterrânea com resíduos radioativos. Quando o resíduo radioativo é enterrado no subsolo, ele pode ser lixiviado pela água subterrânea e encontrar um modo de alcançar aquíferos. Os tanques e os depósitos subterrâneos de fábricas de armas nucleares em Oak Ridge, Tennessee (EUA), e em Hanford, Washington (EUA), já tiveram vazamento de resíduos radioativos em águas subterrâneas rasas.

**MICRORGANISMOS** As causas mais comuns de contaminação da água subterrânea por microrganismos são tanques sépticos e fossas residenciais. Esses recipientes, amplamente utilizados em algumas áreas desprovidas de redes de coleta de esgoto, são tanques subterrâneos instalados, nos quais os resíduos sólidos do esgoto doméstico são decompostos por bactérias. Para prevenir a contaminação da água potável, as fossas devem ser substituídas por tanques sépticos instalados a uma distância adequada dos poços de água de aquíferos rasos.

## Revertendo a contaminação

Podemos reverter a contaminação da água potável? Sim, mas o processo apresenta custos elevadíssimos e é muito lento. Quanto mais rápida for a recarga de um aquífero, mais fácil será o processo de descontaminação. Se a recarga é rápida, uma vez que cessam as fontes de contaminação, a água doce move-se para o aquífero e, em um curto período de tempo, a qualidade da água é restaurada.[20] Mesmo uma rápida recuperação, entretanto, pode levar alguns anos.

A contaminação de reservatórios com recarga lenta é mais difícil de ser revertida. A taxa de fluxo da água subterrânea pode ser tão lenta que a contaminação a partir de uma fonte distante pode levar muito tempo para ser identificada. Quando a identificação ocorre, já é muito tarde para uma recuperação rápida. Mesmo com recargas para limpeza, certos reservatórios contaminados, que são profundos e distam centenas de quilômetros da área de recarga, podem não responder por muitas décadas.

Quando as fontes de água do abastecimento público estão poluídas, podemos bombear a água e, então, tratá-la quimicamente para torná-la potável, mas esse é um procedimento de custo elevado. Alternativamente, podemos tentar tratar a água enquanto ela ainda está no subsolo. Em um procedimento experimental de sucesso moderado, a água contaminada foi escoada para um grande tanque cheio de raspas de ferro que descontaminaram a água pelas reações com os contaminantes. Essas reações produziram um novo composto, atóxico, que se fixou por si mesmo nas raspas de ferro.

## Pode-se beber a água subterrânea?

Grande parte da água em reservas subterrâneas é inutilizável não porque foi contaminada por atividades humanas, mas porque naturalmente contém grandes quantidades de materiais dissolvidos. A água que tem um sabor agradável e não causa danos à saúde é chamada de água **potável**. As quantidades de substâncias dissolvidas na água potável são muito pequenas, geralmente medidas como pesos em partes por milhão (ppm). As águas subterrâneas potáveis e de boa qualidade contêm tipicamente algo em torno de 150 ppm de sólidos totais dissolvidos. Mesmo a mais pura água natural contém alguma substância dissolvida derivada do intemperismo. Somente a água destilada contém menos de 1 ppm de substâncias dissolvidas.

Estudos geológicos sobre rios e aquíferos permitem-nos melhorar a qualidade de nossos recursos hídricos, bem como sua quantidade. Os vários casos de contaminação da água subterrânea causados pela atividade humana levou ao estabelecimento de padrões de qualidade da água, a partir de estudos médicos. Esses estudos concentraram-se nos efeitos da ingestão de quantidades médias de água contendo várias quantias de contaminantes, tanto naturais quanto antropogênicos. Por exemplo, a Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos[21] estabeleceu que a concentração máxima permitida de arsênico, um veneno cuja natureza é bem conhecida, é de 0,05 ppm (**Figura 17.24**). A contaminação natural da água subterrânea por arsênico é especialmente grave em Bangladesh, onde a água subterrânea fornece 97% do abastecimento de água potável. Os geólogos estão ajudando a orientar o posicionamento de novos poços para extrair água com concentrações aceitáveis de arsênico.

A água subterrânea é quase sempre isenta de partículas sólidas quando verte para um poço a partir de aquíferos em areia ou arenitos. Os tortuosos corredores dos poros da rocha ou da areia atuam como um filtro fino, removendo pequenas partículas de argila e de outros sólidos e, mesmo, removendo microrganismos e vírus de grande tamanho. Os aquíferos em calcários podem ter poros grandes e, assim, não podem filtrar eficientemente[22] a água. Qualquer contaminação bacteriana encontrada no fundo de um poço é, quase sempre, introduzida a partir da proximidade da disposição subterrânea de esgotos, frequentemente quando os tanques sépticos vazam ou estão nas adjacências da extração da água.

Certas águas subterrâneas, embora saudáveis para beber, têm um sabor desagradável. Algumas têm um sabor ruim de "ferro" ou são levemente azedas. A água subterrânea, quando passa através do calcário, dissolve os minerais carbonáticos e carrega íons de cálcio, magnésio e bicarbonato, tornando a água "dura". A água dura pode ter um bom sabor, mas não espuma facilmente quando usada com sabão. A água que passa através de florestas alagadas ou solos pantanosos pode conter compostos orgânicos dissolvidos e sulfeto de hidrogênio, que dão à água um cheiro desagradável semelhante a ovos podres.

Como essas diferenças no sabor e na qualidade resultam em uma água potável saudável? Algumas fontes de água com a melhor qualidade e sabor para o abastecimento público provêm de lagos e reservatórios artificiais de superfície, muitos dos quais são simplesmente locais de coleta da água da chuva. Algumas águas subterrâneas têm um sabor no limite da agradabilidade e frequentemente são águas que passaram através de rochas pouco alteradas. Já os arenitos, por exemplo, são constituídos predominantemente por quartzo, que contribui pouco com substâncias dissolvidas, e, assim, as águas que passam por eles têm um sabor agradável.

Como vimos, a contaminação das águas subterrâneas em aquíferos relativamente rasos é um problema e a recuperação é difícil. Mas existem águas subterrâneas mais profundas que poderiam ser utilizadas?

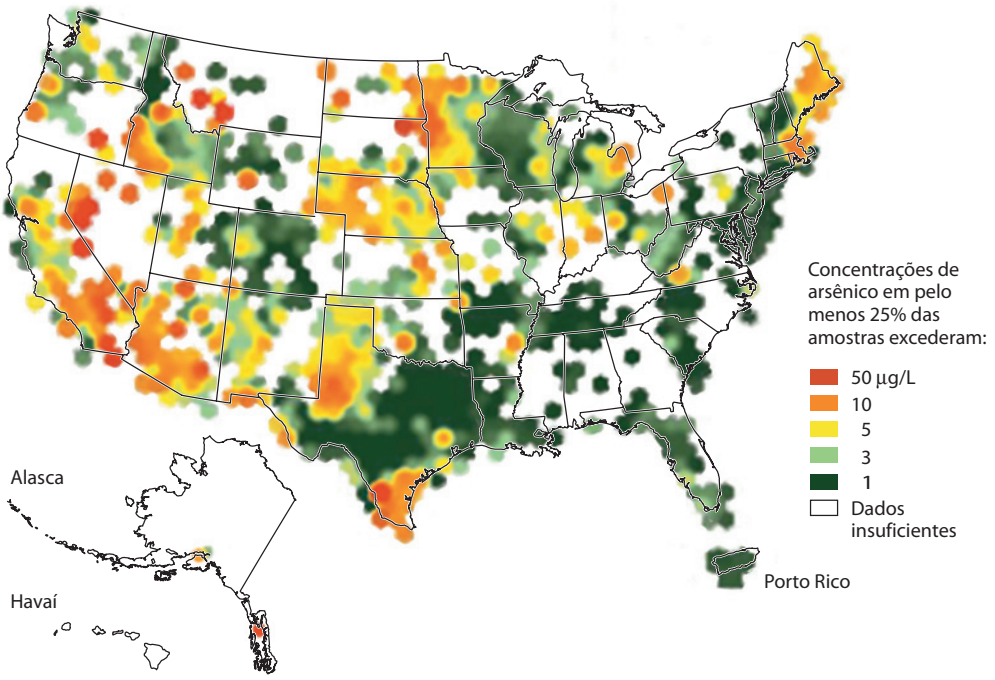



**FIGURA 17.24** ■ Entre 1991 e 1998, o Programa de Avaliação da Qualidade da Água dos Estados Unidos mediu os níveis de arsênico, radônio e urânio em amostras de água subterrânea no país. Este mapa mostra concentrações de arsênico medidas em microgramas por litro (µg/L). [U.S. Geological Survey]

## A água nas profundezas da crosta

A maioria das rochas abaixo da superfície freática é saturada com água. Mesmo nos poços de extração de petróleo mais profundos, perfurados até atingirem 8 ou 9 km, sempre encontramos água em formações permeáveis. Nessas profundidades, a água se move tão devagar – provavelmente, menos de um centímetro por ano – que dispõe de bastante tempo para dissolver até mesmo os minerais muito insolúveis das rochas pelas quais percola.[23] Assim, essas águas enriquecem-se em materiais dissolvidos mais que a dos aquíferos superficiais, tornando-se impróprias para o consumo. Por exemplo, as águas subterrâneas que percolam camadas de sal, as quais se dissolvem rapidamente, tendem a conter grandes concentrações de cloreto de sódio.

Em profundidades maiores que 12 a 15 km, nas zonas profundas do embasamento de rochas ígneas e metamórficas, que está sotoposto às formações sedimentares situadas na parte superior da crosta, a porosidade e a permeabilidade são muito baixas devido ao peso enorme das rochas sobrepostas. Embora essas rochas contenham muito pouca água, são saturadas (**Figura 17.25**). Presume-se que mesmo certas rochas do manto contenham água, embora em quantidades muito diminutas.

## Águas hidrotermais

Em algumas das regiões mais profundas da crosta, como ao longo das zonas de subducção, as águas quentes contendo dióxido de carbono dissolvido desempenham um papel importante nas reações químicas do metamorfismo, como vimos no Capítulo 6. Essas *águas hidrotermais* ajudam a dissolver alguns minerais e a precipitar outros.

A maioria das águas hidrotermais dos continentes originou-se das águas meteóricas que percolaram até regiões mais profundas da crosta. As taxas de percolação de águas meteóricas nas profundezas da crosta são muito baixas e, portanto, a água pode ser muito antiga. Já foi determinado, por exemplo, que a água de Hot Springs, no Arkansas (EUA), derivou das águas da chuva e da neve que caíram há mais de 4 mil anos e lentamente se infiltraram no solo. A água que escapa do magma também pode juntar-se às águas hidrotermais. Em áreas de atividade ígnea, as águas meteóricas que se infiltram são aquecidas quando encontram massas de rochas quentes. As águas meteóricas quentes misturam-se, então, com a água proveniente do magma.

As águas hidrotermais estão carregadas de substâncias químicas dissolvidas das rochas em altas temperaturas. Enquanto a água permanece quente, o mineral dissolvido fica em solução. Entretanto, quando as águas hidrotermais alcançam a superfície e esfriam rapidamente, podem precipitar vários minerais, como a opala (uma forma de sílica) e a calcita ou a aragonita (formas de carbonato de cálcio). As crostas produzidas pelo carbonato de cálcio, em algumas fontes quentes, estruturam-se para formar travertino[24], que pode formar depósitos impressionantes, como os vistos em Mammoth Hot Spring, no Parque Nacional Yellowstone (**Figura 17.26**). Surpreendentemente, microrganismos extremófilos que podem

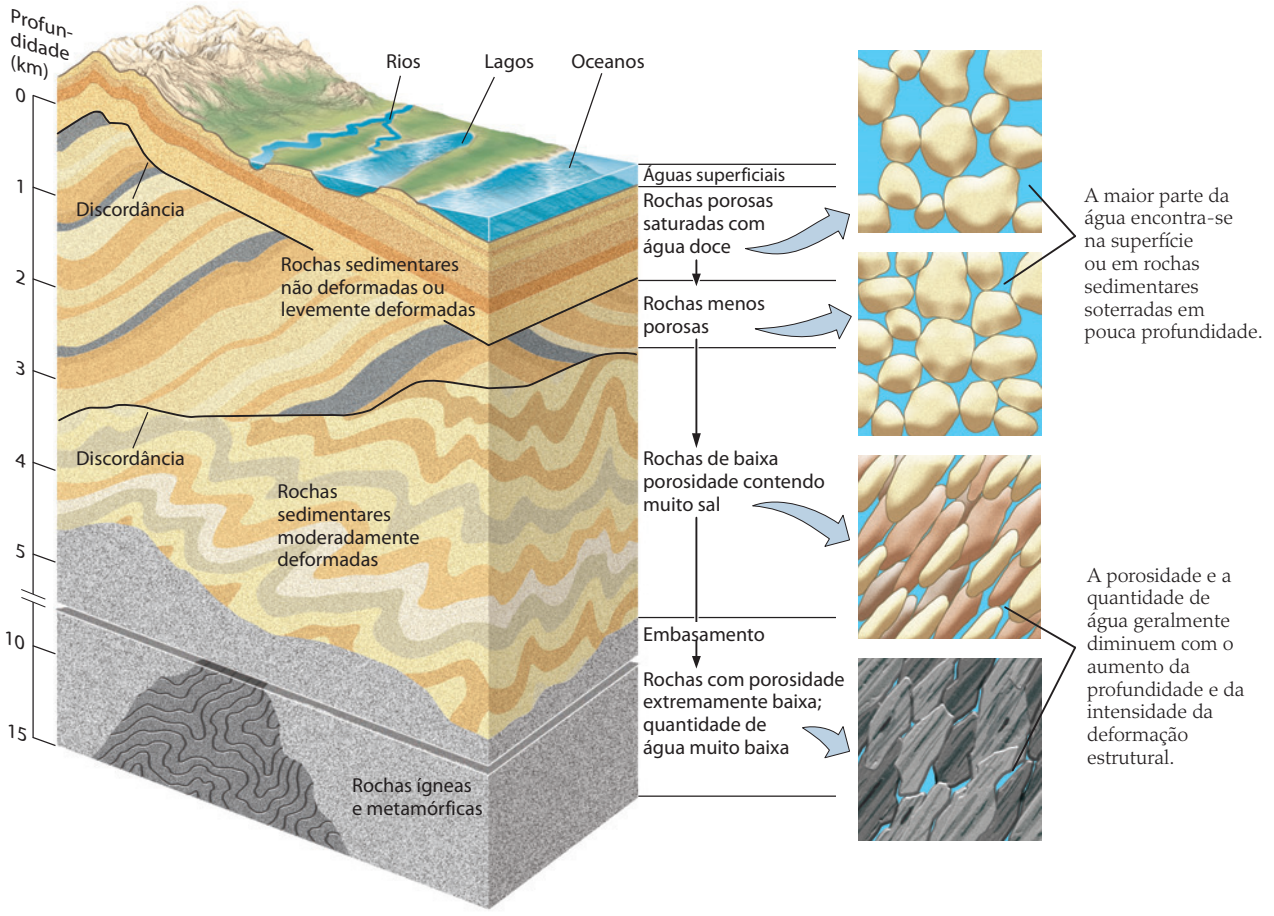



**FIGURA 17.25** ■ A porosidade e a permeabilidade e, portanto, o conteúdo de água geralmente diminuem com o aumento da profundidade da crosta terrestre.

**FIGURA 17.26** ■ Depósitos de travertino em Mammoth Hot Springs, Parque Nacional Yellowstone, formam grandes massas semelhantes a lóbulos compostas de aragonita e calcita. [John Grotzinger]

resistir a temperaturas acima do ponto de ebulição da água foram descobertos nesses ambientes, onde podem contribuir para a formação de crostas de carbonato de cálcio. As águas hidrotermais que esfriam lentamente abaixo da superfície depositam parte dos minérios metálicos mais abundantes do mundo, como aprendemos no Capítulo 3.

As fontes quentes e os gêiseres existem onde as águas hidrotermais migram rapidamente para cima, sem perder muito calor, e emergem na superfície, às vezes em temperatura de ebulição. As fontes quentes fluem constantemente; os gêiseres lançam água quente e vapor intermitentemente (ver Figura 12.21).

A teoria que explica as erupções intermitentes dos gêiseres é um exemplo de dedução geológica. Não se pode observar diretamente o processo, pois a dinâmica do sistema de água quente do subsolo é inacessível para a visão por ocorrer a centenas de metros de profundidade. Geólogos propuseram a hipótese de que os gêiseres são conectados à superfície por um sistema de fraturas tortuosas e muito irregulares, receptáculos e passagens – em contraste com as fraturas mais regulares e diretamente conectadas das fontes quentes (**Figura 17.27**). As fraturas irregulares sequestram parte da água em receptáculos, de modo que isso ajuda a impedir que as águas do fundo se misturem com as que estão mais no topo e então esfriem. As águas do fundo são aquecidas pelo contato com a rocha quente. Quando elas alcançam o ponto de fusão, o vapor inicia a ascensão e aquece as águas mais rasas, aumentando a pressão e disparando uma erupção. Depois que a pressão é aliviada, o gêiser torna-se inativo, enquanto as fraturas lentamente são preenchidas com água.

Em 1997, geólogos noticiaram os resultados de uma nova técnica para entender os gêiseres. Eles introduziram uma miniatura de câmara de vídeo a cerca de 7 m abaixo da superfície de um gêiser e descobriram que o duto deste era estreitado naquele ponto. Mais abaixo, o

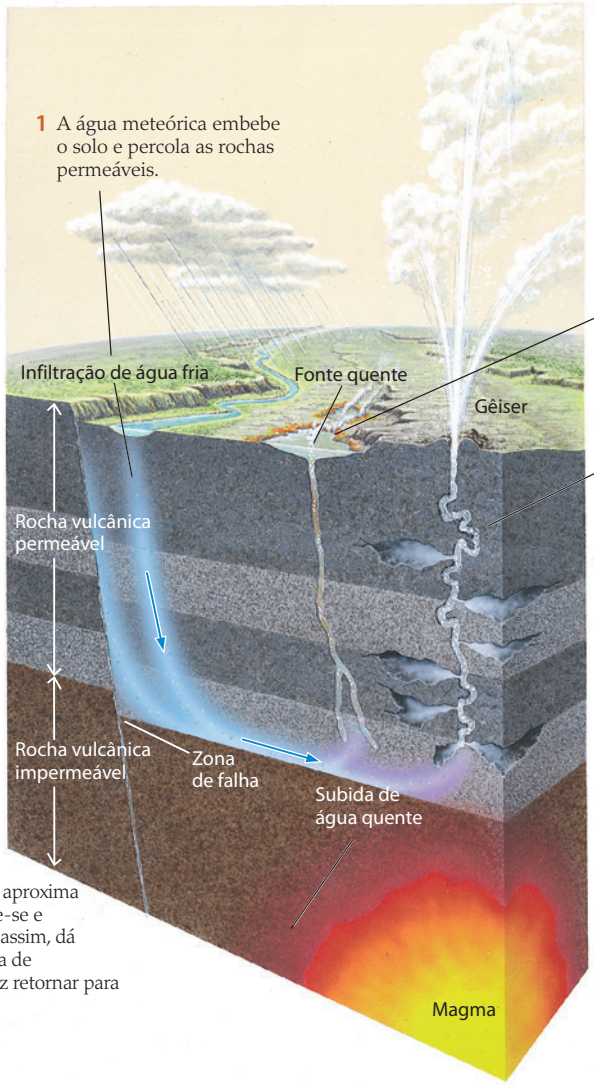



**FIGURA 17.27** ■ A circulação de água sobre o magma ou rochas quentes profundas na crosta produz gêiseres e fontes quentes.

duto abria-se para uma enorme câmara contendo uma turbulenta mistura em ebulição de vapor, água e de algo que pareciam ser bolhas de dióxido de carbono. Essas observações diretas confirmaram, de forma impressionante, a teoria previamente formulada de como os gêiseres funcionam.

Embora as águas hidrotermais sejam importantes à sociedade humana como fontes de energia e depósitos de minérios, elas não contribuem para o abastecimento de água superficial, principalmente por conterem material dissolvido em demasia.

## Microrganismos antigos em aquíferos profundos

Nos últimos anos, os geólogos têm explorado aquíferos subterrâneos profundos (atingindo vários milhares de metros) em busca de água subterrânea potável. Não a encontraram, mas conseguiram desvelar uma interação notável entre a biosfera e a litosfera. Encontraram microrganismos vivendo na água subterrânea em quantidades enormes. Esses microrganismos quimioautotróficos, muito além do alcance da luz solar, derivam sua energia da dissolução e metabolismo de minerais em rochas. Essas reações metabólicas, além de servirem de fonte de energia para os microrganismos, continuam o processo de intemperismo no subsolo. Os químicos liberados por essas reações tornam a água imprópria para o consumo.

Os geobiólogos acreditam que os ancestrais desses microrganismos estavam confinados nos poros dos sedimentos, que foram soterrados a grandes profundidades, onde ficaram bloqueados da superfície. Em alguns casos, tais aquíferos profundos podem não ter tido contato com a superfície terrestre por centenas de milhões de anos. Ainda assim, os microrganismos sobreviveram, vivendo unicamente de químicos fornecidos pela dissolução de minerais e desenvolvendo novas gerações de descendentes sem interferência de qualquer outro organismo. Esses ecossistemas, que incluem apenas microrganismos, são provavelmente os mais antigos da Terra e testemunham a favor do incrível equilíbrio que pode ser atingido entre a vida e o meio ambiente.

## RESUMO

***Como a água se move pelo ciclo hidrológico?*** O movimento da água mantém um constante equilíbrio entre os principais reservatórios de água na Terra. A evaporação dos oceanos, a evapotranspiração dos continentes e a sublimação das geleiras transferem a água para a atmosfera. A precipitação como chuva e neve retorna a água da atmosfera para o oceano e para a superfície continental. O escoamento superficial dos rios retorna uma parte da precipitação sobre os continentes de volta para o oceano. O restante infiltra-se no solo para tornar-se água subterrânea. Diferentes climas produzem variações locais no equilíbrio entre evaporação, precipitação, escoamento superficial e infiltração.

***Como a água se move no subsolo?*** A água subterrânea forma-se a partir da infiltração da água da chuva e percola através de poros e de formações permeáveis. O nível freático é o limite entre as zonas não saturada e saturada. A água subterrânea move-se declive abaixo sob a influência da gravidade, por fim emergindo como nascente, onde a superfície freática intercepta a superfície do solo. A água subterrânea pode fluir em aquíferos não confinados em formações de permeabilidade uniforme ou em aquíferos confinados, que são limitados por aquicludes. Os aquíferos confinados produzem fluxos artesianos e espontaneamente fluem em poços artesianos. A lei de Darcy descreve a taxa do fluxo da água subterrânea em relação ao gradiente hidráulico e à permeabilidade do aquífero.

***Quais fatores governam o uso dos recursos de água subterrânea?*** Com o crescimento populacional, a demanda por água subterrânea aumenta muito, em particular onde a irrigação é intensamente usada. Conforme a descarga continua a exceder a recarga, muitos aquíferos, como aqueles das planícies do oeste da América do Norte, estão sendo reduzidos e, por muitos anos, não haverá perspectiva de renovação. A recarga artificial pode ajudar a renovar certos aquíferos. A contaminação da água subterrânea por esgotamento doméstico, efluentes industriais e resíduos radioativos reduz a potabilidade de certas águas e limita nossos recursos.

***Que processos geológicos são afetados pela água subterrânea?*** A erosão pela água subterrânea em terrenos de calcário úmidos produz o relevo de carste, com cavernas, dolinas e rios que desaparecem. A grandes profundidades da crosta, as rochas contêm quantidades extremamente pequenas de água, porque suas porosidades são significativamente reduzidas. O aquecimento dessas águas forma as águas hidrotermais, que podem retornar para a superfície como gêiseres e fontes quentes.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

água meteórica (p. 483)
água subterrânea (p. 476)
aquiclude (p. 486)
aquífero (p. 486)
aquífero artesiano (p. 487)
ciclo hidrológico (p. 477)
descarga (p. 486)
dolina (p. 494)
escoamento superficial (p. 477)
gradiente hidráulico (p. 490)
hidrologia (p. 476)
infiltração (p. 477)
lei de Darcy (p. 491)
permeabilidade (p. 485)
potável (p. 497)
precipitação (p. 477)
recarga (p. 486)
relevo cárstico (p. 494)
seca (p. 479)
superfície freática (p. 485)
umidade relativa (p. 478)
zona de sombra pluvial (p. 478)
zona não saturada (p. 485)
zona saturada (p. 485)

## EXERCÍCIOS

1. Quais são os principais reservatórios de água na superfície terrestre ou próximos a ela?
2. Como as montanhas formam sombras de chuva?
3. O que é um aquífero?
4. Qual é a diferença entre as zonas saturada e não saturada de água subterrânea?
5. Como os aquicludes podem formar um aquífero confinado?
6. Por que a água de um poço artesiano flui para a superfície terrestre sem bombeamento?
7. Como o equilíbrio entre a recarga e a descarga torna o nível freático estável?
8. Como a lei de Darcy relaciona o movimento da água subterrânea com a permeabilidade?
9. Como a água subterrânea cria o relevo cárstico?
10. Quais são as origens da água em fontes quentes?
11. Cite alguns dos contaminantes mais comuns da água subterrânea.
12. Como os microrganismos sobrevivem nas profundezas da crosta terrestre?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Se o aquecimento global causasse um grande aumento da evaporação dos oceanos, como o ciclo hidrológico atual seria alterado?
2. Se você vivesse próximo ao litoral oceânico e começasse a observar que a água de seu poço adquiriu um sabor levemente salgado, como explicaria essa mudança na qualidade da água?
3. Por que você não recomenda a ocupação e a urbanização intensiva na área de recarga de um aquífero que abastece sua comunidade?
4. Se fosse descoberto que resíduos radioativos infiltraram-se na água subterrânea a partir de uma fábrica de processamento nuclear, de que tipo de informação você precisaria para predizer quanto tempo seria necessário para que a radioatividade se manifestasse em um poço de água a 10 km de distância do local do acidente?
5. Que processos geológicos poderiam estar ocorrendo sob a superfície do Parque Nacional de Yellowstone (EUA), conhecido pela grande quantidade de fontes quentes e gêiseres?
6. Por que as comunidades deveriam se assegurar de que os tanques sépticos são mantidos em boas condições de funcionamento?
7. Por que cada vez mais as comunidades de climas frios restringem o uso de sal para derreter a neve e o gelo nas autoestradas?
8. A sua casa nova está construída sobre um solo que cobre um embasamento granítico. Embora você pense que a prospecção para perfurar um poço tenha pouca probabilidade de sucesso, devido ao embasamento granítico, o perfurador de poços, familiarizado com essa rocha, disse que tem aberto poços com muita água. Que argumentos poderiam ser utilizados para que um convencesse o outro?
9. Qual poderia ser a diferença quantitativa entre o ciclo hidrológico atual e o ciclo hidrológico de 18 mil anos atrás, no máximo da glaciação de Wisconsin, quando uma grande parte da América do Norte, da Europa e da Ásia esteve coberta de gelo?
10. Você está explorando uma caverna e observa um pequeno curso de água fluindo no assoalho da mesma. De onde a água poderia estar vindo?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] O Salto del Ángel situa-se no Maciço das Guianas que, na Venezuela, tem o nome de *La Gran Sábana*. É formado por mesas de rochas sedimentares, cujas escarpas, ao sul, constituem-se em uma fronteira natural com o Brasil. Na região de Roraima, atinge as maiores altitudes, com 2.771 metros.

[2] Em inglês, *runoff*. A expressão "escoamento superficial" é também conhecida na literatura técnica brasileira por outros termos, como "lençol de escoamento superficial","filete de rolamento", "água de rolamento", "água de escoamento superficial", "fluxo laminar", entre outros.

[3] A água que resulta de precipitação, como chuva, neve, granizo, etc., é referida, também, como água meteórica.

[4] Os dessalinizadores são usados em muitos povoados do semiárido do Nordeste brasileiro, para tratar a água salobra proveniente de poços.

[5] Este fenômeno, denominado **chuva orográfica**, ocorre com muita frequência nas regiões semiáridas do Nordeste do Brasil, onde os relevos residuais, mesmo com pouca diferença de altitude em relação aos planaltos adjacentes, atuam como barreiras, gerando regiões de clima subúmido e até úmido, com florestas estacionais nas encostas e nos topos das elevações, em meio à caatinga adjacente. É o caso das Serras de Ibiapaba e de Jacobina, da Chapada Diamantina e outras, onde, graças a esse processo, originam-se as nascentes dos poucos rios perenes da região.

[6] O La Plata não é um rio, mas um estuário comum dos rios Paraguai-Paraná e Uruguai, além de outros menores, onde são acolhidas as águas de uma área com cerca de 4 milhões de km$^2$, na qual se situam ecorregiões importantes como o Chaco e grande parte do Pantanal, do Planalto Meridional Brasileiro e do Pampa.

[7] As áreas úmidas são fundamentais para a procriação de répteis, mamíferos, peixes e anfíbios, como ocorre no Pantanal e no Chaco úmido.

[8] A "superfície freática" também é conhecida na literatura técnica brasileira como "superfície de água subterrânea", "nível de água subterrânea" (abreviada como NA) e "nível freático".

[9] Em bibliografias técnicas mais antigas, pode-se eventualmente encontrar, entre outras, as seguintes designações equivalentes a "aquífero": "lençol aquífero", "lençol d'água subterrâneo" e "lençol freático".

[10] Reserva-se o termo "aquiclude" para as unidades que têm baixa capacidade de transmitir água, embora possam estar saturadas; "aquifugo" para as unidades que não têm conectividade entre os poros e não absorvem nem transmitem água; e "aquitarde" para designar unidades que, em um dado contexto, têm baixa produção de água relativamente a outras, chamadas de "aquíferas".

[11] Na literatura mais antiga, esse evento era designado por "contaminação do poço por água salgada". Mais recentemente, vem sendo empregada a expressão "intrusão salina" para esse fenômeno.

[12] Darcy estudou na École des Ponts et Chaussées ("Escola de Pontes e Calçadas"), tendo recebido seu diploma de engenheiro em 1826. Em 1834, publicou o relatório *Como prover os recursos hídricos para a cidade de Dijon*.

[13] As dolinas, conhecidas também como **crateras de abatimento**, podem variar desde algumas dezenas de centímetros até quase mil metros de diâmetro e desde algumas dezenas de centímetros até próximo a cem metros de profundidade.

[14] A região de terrenos calcários e dolomíticos dos Alpes Dináricos, que acompanha a faixa litorânea do Mar Adriático, outrora pertencente à antiga Iugoslávia, faz parte, hoje, da Eslovênia, Croácia e Iugoslávia. As designações das feições geomorfológicas desses terrenos derivam dessa região e, comumente, não têm sido traduzidas em português e, também, em outras línguas. Um exemplo é a palavra "carste", forma aportuguesada do vocábulo alemão *karst*, que, por sua vez, deriva da denominação local dada à paisagem daquela região. Na literatura brasileira mais antiga, eventualmente, encontra-se na forma "karst", como é grafada em inglês.

[15] O rio que perde sua água na rocha calcária é chamado de "rio sumido" e o curso que prossegue sob a superfície é denominado de "rio subterrâneo".

[16] No Brasil, aproximadamente 7% do território é constituído por relevo cárstico, com predomínio de calcário e dolomito, sendo mais significativas as seguintes regiões de exposição: a) do Grupo Bambuí (Neoproterozoico), no noroeste de Minas Gerais, leste de Goiás, sudeste do Tocantins e oeste da Bahia; b) do Grupo Una (Neoproterozoico), na porção central da Bahia. A caverna mais extensa, com cerca de 80 km, localiza-se em Campo Formoso (BA). Também ocorrem terrenos cársticos nos Estados de São Paulo, Paraná, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Neste Estado, situam-se as singulares cavernas e paisagens do município de Bonito.

[17] O TCE, com fórmula química $C_2HCl_3$, também é usado na lavagem de roupas a seco.

[18] O tempo útil de um tanque de combustível subterrâneo é de 10 a 15 anos. Depois disso, a probabilidade de ocorrer vazamento passa a ser muito grande.

[19] Prática comum nos países em que há fortes nevadas. O sal entra em solução na água da neve, aumentando seu ponto de congelamento. Assim, a água ajuda a derreter mais neve do caminho, até eliminá-la, diminuindo os riscos de acidentes.

[20] A visão dos autores apresenta-se otimista, ou mesmo esperançosa. Contudo, a descontaminação de solos e águas subterrâneas é um dos grandes desafios técnico-científicos. Muitos contaminantes, como os hidrocarbonetos, têm desdobramentos pouco conhecidos. Há um caso notório, embora ocorrido na superfície: o derrame de 41 milhões de litros petróleo pelo navio *Exxon Valdez*, no Alasca, em 1989. Passados 14 anos do acidente, a revista *Science* (dezembro, 2003) publicou os resultados do investimento para a descontaminação (em torno de 2 bilhões de dólares) feito nesse período, destacando que: a) as populações de animais perderam sua fertilidade e não dão sinais de recuperação; b) os hidrocarbonetos se decompuseram em novos e mais terríveis contaminantes, sendo essa decomposição pouco conhecida. Na subsuperfície, os problemas tendem a se complexificar ainda mais.

[21] Em inglês, *Environmental Protection Agency*.

[22] A maioria dos calcários que existem no Brasil foi metamorfizada e, portanto, apresenta porosidade e permeabilidade baixas. Os aquíferos nessas rochas localizam-se, basicamente, em cavernas subterrâneas ou em zonas fraturadas e, portanto, com tendência a terem um alto risco de contaminação.

[23] Isso pode ocorrer em aquíferos de rochas fraturadas, em regiões com pouca chuva e baixa recarga. As águas permanecem isoladas nas fraturas e em contato prolongado com a rocha e o solo, enriquecendo-se em sais até um ponto em que se tornam impróprias para o consumo humano. É o caso de muitas áreas no Nordeste do Brasil.

[24] Essa rocha é utilizada em edificações na Itália. Também referida na literatura como *tufo calcário* ou *sínter calcário*.

# 18

# Transporte Fluvial: das Montanhas aos Oceanos

A forma dos rios ■ 506
Onde os canais começam? Como a água corrente causa a erosão do solo e das rochas ■ 512
Como as correntes fluem e transportam sedimentos ■ 514
Deltas: as desembocaduras dos rios ■ 519
Os rios como geossistemas ■ 522

Antes de existirem carros e aviões, viajava-se pelos rios. Em 1803, os Estados Unidos compraram da França o território da Louisiana. Tratava-se de uma enorme extensão de terra com mais de 2 milhões de quilômetros quadrados, incluindo partes do que hoje são o Texas e a Louisiana e estendendo-se até os Estados de Montana e Dakota do Norte. Em 1804, o presidente Thomas Jefferson pediu a Meriwether Lewis e William Clark que liderassem uma expedição por esse novo território rumo ao oeste da América do Norte. Um dos objetivos mais importantes era mapear os rios ocidentais, que forneciam a chave para abrir essa fronteira inexplorada. Lewis e Clark decidiram seguir o rio Missouri e suas cabeceiras até a foz. Depois, atravessaram as Montanhas Rochosas e seguiram o rio Colúmbia na direção oeste, para o Oceano Pacífico. A viagem total foi de 6 mil km – somente a seção ao longo do rio Missouri cobria 3.200 km – e a montante por todo o caminho.

Os escritos e os mapas produzidos por Lewis e Clark criaram um corpo de conhecimento que pôde ser obtido apenas seguindo um dos grandes rios que drenam o interior da América do Norte. Em outros continentes e em outros países, outros grandes rios evocam um senso semelhante de aventura: na América do Sul, o Amazonas; na Ásia, o Yang-Tsé e o Indo; e na África, o famoso Nilo. Ainda assim, correntes e rios não são apenas rotas de acesso para explorações lendárias, mas também os locais onde as pessoas se estabelecem e fazem suas residências. Quase todas as vilas e cidades de boa parte do mundo situam-se na margem de um curso d'água. Esses rios servem como hidrovias comerciais para barcaças e navios e, também, como recursos hídricos para o abastecimento da população e indústrias.[1] Os sedimentos que depositaram durante inundações construíram terras férteis para a agricultura. Entretanto, viver próximo aos rios também implica riscos. Quando eles extravasam, destroem vidas e propriedades, às vezes, em enormes proporções.

Vista aérea dos meandros do rio Adelaide, na Austrália. Esta aparência é típica de rios meandrantes de planícies. [Peter Bowater/Photo Researchers]

Os cursos d'água são as linhas da vida dos continentes. Sua aparência é um registro da interação entre os processos do clima e da tectônica de placas. Os processos tectônicos soerguem a terra, produzindo o relevo íngreme e as encostas de regiões montanhosas. O clima determina onde cairão a chuva e a neve. A água da chuva desce os declives, causando erosão nas rochas e nos solos das montanhas, formando canais e esculpindo vales à medida que se agrupa em arroios. Os cursos d'água transportam de volta ao mar a maior parte da precipitação que cai na terra e grande parte dos sedimentos produzidos por erosão da superfície continental. Os cursos d'água são tão importantes para entender o papel do clima e da água na Terra que sua descoberta em Marte motivou uma geração de missões em busca de evidência de água – e um clima diferente no passado distante daquele planeta.

**Neste capítulo, abordaremos como os rios formam-se e executam seu trabalho geológico: como, em uma dimensão mais ampla, esculpem os vales e desenvolvem vastas redes de canais; e como, em menor escala, fragmentam e erodem a rocha sólida. Examinamos como a água flui em correntes e como elas transportam sedimentos. A seguir, retornamos a maiores proporções para analisar os rios como geossistemas modelados por interações entre os sistemas da tectônica de placas e do clima.**

## A forma dos rios

Reservamos a palavra **curso d'água** para qualquer corpo de água, grande ou pequeno, que flui sobre a superfície continental, e **rio** para os principais ramos de um grande sistema de correntes[2]. A maioria dos cursos d'água flui através de sulcos bem definidos chamados de *canais*, que permitem o fluxo da água por distâncias longas. À medida que os cursos d'água percorrem a superfície terrestre – em certos lugares com substrato rochoso e, em outros, com sedimento inconsolidado –, causam erosão nesses materiais e criam *vales*.

A identificação e o mapeamento de vales fluviais foram tarefas cruciais para Lewis e Clark durante sua missão 200 anos atrás. Conforme viajavam a montante e o rio ramificava-se, tinham que escolher qual ramo era maior. Usaram duas observações para ajudá-los a fazer tal escolha: a largura do vale fluvial e a profundidade do canal fluvial. O vale era largo o bastante, e o canal profundo o suficiente, para que os barcos passassem? Vales estreitos e canais rasos significariam que o ramo conduzia a uma rota muito mais curta e, portanto, menos desejável; vales mais largos e canais mais profundos, por outro lado, prometiam uma passagem mais longa até o braço principal do rio.

### Vales fluviais

Um **vale** fluvial abrange toda a área entre os topos das encostas de ambos os lados do rio. O perfil transversal de muitos vales fluviais tem a forma de V, porém outros têm um perfil bem mais aberto e discreto, como aquele mostrado na **Figura 18.1**. No fundo dos vales está o **canal**, o sulco ao longo do qual a água corre. O canal carrega toda a água durante períodos normais, quando não há cheias. Com o nível da água baixo, o rio pode correr somente pelo fundo do canal. Com níveis mais altos da água, o rio ocupa a maior parte do canal. Em vales abertos, uma **planície de inundação** – uma área plana adjacente ao nível do topo do canal – estende-se em ambos os lados do rio. Ela é a parte do vale que é inundada quando o rio extravasa suas margens, carregando com ele silte e areia para além do canal principal.

Em montanhas altas, os vales fluviais são estreitos e têm quedas íngremes, e o canal pode ocupar a maior parte ou todo o fundo do vale (**Figura 18.2**). Uma pequena planície de inundação pode ser observada somente com o nível d'água baixo. Em tais vales, o rio está escavando ativamente o substrato rochoso, característica comum de regiões tectonicamente ativas e soerguidas há pouco tempo. Sua erosão das vertentes do vale é ajudada pelo intemperismo químico e pelos deslizamentos de massa. Nas terras baixas, onde o soerguimento tectônico cessou há muito tempo, o curso d'água modela seu vale pela erosão de partículas sedimentares e seu transporte a jusante. Com um longo período de atividade, esses processos produzirão encostas suaves e planícies de inundação de muitos quilômetros de largura.

### Padrões de canais

À medida que um canal fluvial abre seu caminho no fundo de um vale, ele pode correr reto em alguns trechos e assumir uma trajetória tortuosa e irregular em outros, algumas vezes, dividindo-se em múltiplos canais. O canal pode fluir ao longo do centro da planície de inundação ou espremer um de seus lados contra a escarpa do vale.

**MEANDROS** Na imensa maioria das planícies de inundação, os canais seguem formas de curvas e laços chamados

de **meandros**, assim denominados devido ao rio Maiandros (atual Menderes), na Turquia, celebrado em tempos antigos por seu curso curvo e tortuoso. Os meandros são comuns em rios que fluem em declives suaves de planícies ou terras baixas, onde os canais tipicamente cortam sedimentos inconsolidados – areia fina, silte ou argila – ou substrato rochoso facilmente erodível. Os meandros são menos pronunciados, mas ainda comuns, onde o canal flui em declives mais íngremes e substratos mais duros. Em tais terrenos, os segmentos meandrantes podem alternar-se com segmentos longos e relativamente retos.

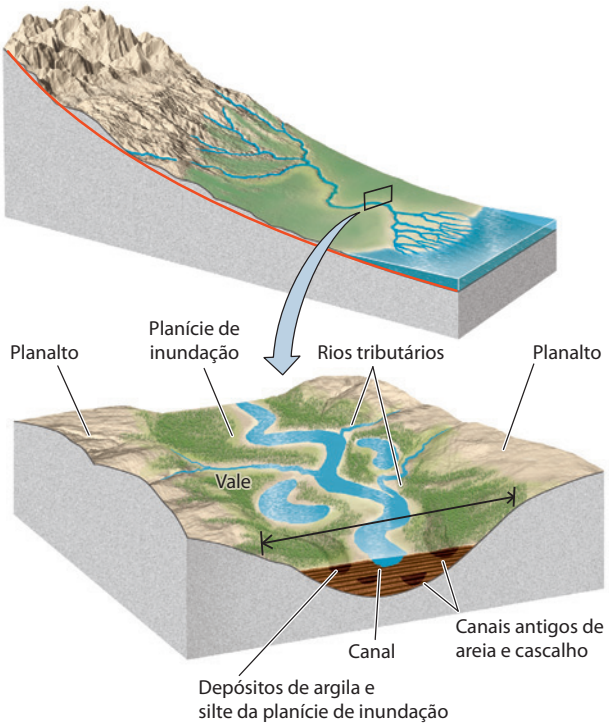



**FIGURA 18.1** ■ Um rio flui em um canal que se move em uma planície de inundação plana e ampla, em um vale aberto. As planícies de inundação podem ser estreitas ou ausentes em vales escarpados.

**FIGURA 18.2** ■ Esta seção do rio San Juan, Utah (EUA), é um bom exemplo de um cinturão meandrante encaixado: um vale meandrante, profundamente erodido, com a forma de V, virtualmente sem planície de inundação. [Tom Bean]

Um rio que escavou profundamente as curvas e os laços de seu canal pode produzir meandros encaixados (Figura 18.2). Outros rios podem meandrar em planícies de inundação um pouco mais largas, limitadas pelas paredes rochosas íngremes do vale. Não temos certeza das causas do aparecimento desses dois padrões diferentes. Entretanto, sabemos que o padrão meandrante é muito comum não somente em rios, mas também em vários outros tipos de fluxos. Por exemplo, a Corrente do Golfo, uma poderosa corrente no oeste do Oceano Atlântico Norte, meandra. Os derrames de lava terrestre meandram, e os geólogos planetários encontraram meandros em canais de água secos e fluxos de lava em Marte (ver Figuras 9.20 e 9.21), como também em fluxos de lava em Marte e Vênus.

Os meandros em uma planície de inundação migram em períodos de muitos anos, erodindo a margem externa das curvas, onde a corrente é mais forte (**Figura 18.3a**). À medida que o lado externo da margem é erodido, barras curvas de areia, chamadas de **barras de meandro** ou **de pontal**, são depositadas ao longo da margem interna, onde a corrente é mais lenta (Figura 18.3b). Dessa forma, os meandros alternam sua posição de um lado para o outro no sentido jusante, em um movimento serpenteante, parecido com aquele de uma longa corda que está sendo ondulada. A migração pode ser rápida: alguns meandros do Mississippi mudam em uma taxa que chega a 20 m/ano. À medida que os meandros migram, de modo a originarem as barras de pontal, formam uma acumulação de areia e silte sobre a parte da planície de inundação, através da qual o canal migrou.

À medida que os meandros migram, às vezes desigualmente, os laços podem crescer cada vez mais próximos uns dos outros, até que o rio toma um atalho até o próximo arco, geralmente durante uma inundação vigorosa. O rio assume um curso novo e mais curto. No seu caminho abandonado, ele deixa para trás um **lago em crescente**[3] – um laço com a forma de crescente preenchido com água (Figura 18.3c).

Os engenheiros, às vezes, retificam e confinam artificialmente um rio meandrante, canalizando-o ao longo de uma trajetória reta com a ajuda de cortinas marginais de concreto. O Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos vem canalizando o rio Mississippi desde 1878. Em um período de 13 anos, o comprimento do segmento inferior desse rio foi diminuído em 243 km. Parte das causas da grande enchente do Mississippi de 1993 deveu-se à sua canalização. Sem a canalização, as enchentes seriam mais frequentes, mas menos prejudiciais. Com a canalização, os prejuízos podem ser catastróficos quando uma inundação rompe as altas margens artificiais, como ocor-

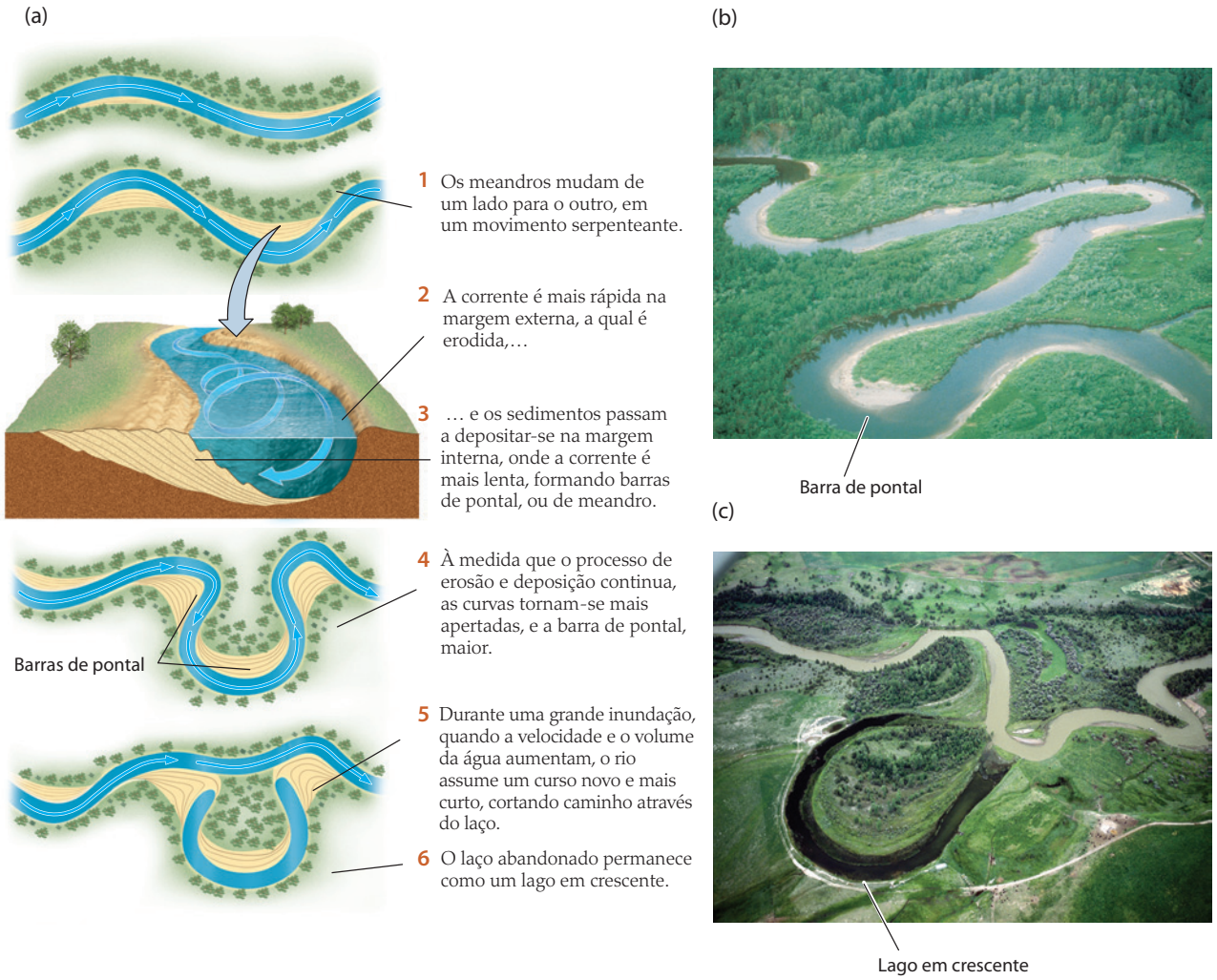



**FIGURA 18.3** ■ Os meandros migram por um período de muitos anos. (a) Como os meandros movem-se. (b) Meandros em um rio do Alasca. (c) Lago em crescente no vale do rio Blackfoot, Montana (EUA). [(b) Peter Kresan; (c) James Steinberg/Photo Researchers]

reu em 1993. Esta construção também tem sido criticada por destruir as terras úmidas e a maior parte da vegetação e fauna naturais da planície de inundação pela interrupção do suprimento de sedimentos depositados por pequenas e frequentes inundações.

Questões ambientais como essas estimularam ações para restabelecer o curso meandrante original de um rio canalizado, o Kissimmee, na Flórida central (EUA). Atualmente, os projetos de restauração estão bem avançados. Se deixado por conta do seu próprio processo natural, o Kissimmee poderia levar muitas dezenas ou centenas de anos para recuperar-se.

**RIOS ENTRELAÇADOS** Certos rios têm muitos canais ao invés de apenas um. Um **rio entrelaçado** é aquele em que o canal subdivide-se em uma rede entrecruzada de canais, os quais se reencontram, em um padrão parecido com tranças de cabelo (**Figura 18.4**). Os rios entrelaçados são encontrados em muitos cenários, desde vales com amplas terras baixas até largos vales preenchidos com sedimentos próximos às cordilheiras montanhosas. O entrelaçamento tende a se formar em rios com grande variação no volume do fluxo combinada com uma grande carga sedimentar e margens facilmente erodíveis. Eles são bem desenvolvidos, por exemplo, em rios atulhados de sedimentos e formados pela água de degelo nas bordas de geleiras. As correntes em rios entrelaçados geralmente fluem com rapidez, em contraste às dos rios meandrantes.

## A planície de inundação fluvial

Um canal fluvial migrando sobre o fundo de um vale cria uma planície de inundação. As barras de pontal, formadas durante a migração, constituem a planície juntamente com os sedimentos depositados pelas águas que, em uma inundação, extravasam as margens do rio. As planícies de inundação erosivas, cobertas com uma fina camada de

**FIGURA 18.4** ■ Este trecho do rio Chitina, no Alasca, é um rio entrelaçado. [Tom Bean]

sedimento, podem formar-se quando ocorre a migração de um rio que erode o substrato rochoso ou sedimento inconsolidado.

À medida que a água da cheia alaga a planície de inundação, sua velocidade diminui e a corrente perde sua capacidade de carregar sedimento. A velocidade da água da cheia cai mais rapidamente ao longo da borda adjacente do canal. Como resultado, a corrente deposita grandes volumes de sedimentos grossos, tipicamente areia e cascalho, ao longo de uma estreita tira na borda do canal. Sucessivas inundações formam **diques naturais**, ou seja, cristas de material grosso que confinam o rio dentro de suas margens nos intervalos entre as inundações, mesmo quando o nível da água está alto (**Figura 18.5**). Em locais onde os diques naturais alcançaram uma altura de muitos metros, e o rio preenche quase todo o canal, o nível da planície de inundação fica abaixo daquele do rio. Pode-se caminhar nas ruas de uma antiga cidade ribeirinha, construída na planície de inundação de um rio, como Vicksburg, Mississippi (EUA), e enxergar o dique, sabendo que as águas do rio estão correndo acima de sua cabeça.

Durante as cheias, sedimentos finos – siltes e lamas – são carregados para muito além das margens do canal, frequentemente cobrindo toda a planície de inundação, e são aí depositados à medida que as águas da enchente passam a perder a velocidade. O recuo das águas da cheia deixa para trás pequenos lagos e poças de água estagnada. As argilas mais finas são aí depositadas à medida que a água estagnada vai desaparecendo lentamente por evaporação e infiltração. Depósitos de planície de inundação de grão-fino, que são ricos em nutrientes minerais e orgânicos, têm sido um importante recurso para a agricultura, desde tempos antigos. A fertilidade da planície de inundação do Nilo e de outros rios do Oriente Médio, por exemplo, contribuíram para a evolução das culturas que lá

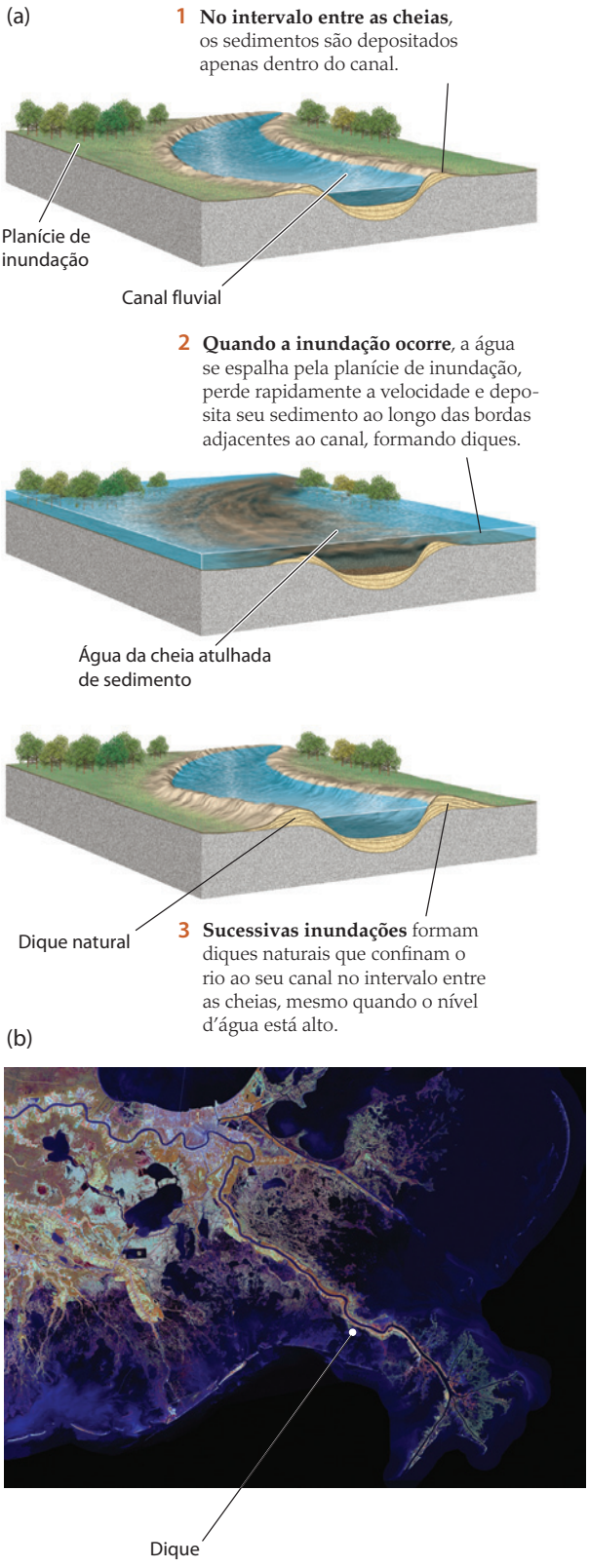



**FIGURA 18.5** ■ (a) As inundações formam diques naturais ao longo das margens de um rio. (b) Estes diques naturais estão sobre o canal principal do rio Mississippi, próximo a South Pass, Louisiana. [USGS National Wetlands Research Center]

## Jornal da Terra

### 18.1 O desenvolvimento das cidades nas planícies de inundação

As planícies de inundação atraem assentamentos humanos desde o começo da civilização. Elas são lugares naturais para os assentamentos urbanos, porque combinam fácil transporte hidroviário com acesso a terras férteis e agricultáveis. Tais lugares, entretanto, estão sujeitos às inundações que formaram as planícies de inundação. Pequenas inundações são comuns e geralmente causam poucos danos, mas os episódios de maior proporção que ocorrem com intervalo de algumas décadas podem ser bastante destrutivos.

Há cerca de 4 mil anos, as cidades começaram a se estabelecer nas planícies de inundação ao longo do rio Nilo, no Egito, nas terras da antiga Mesopotâmia, entre os rios Tigre e Eufrates, e, na Ásia, ao longo do rio Indo, na Índia, e do Yang-Tsé e Huang Ho (Amarelo), na China. Posteriormente, muitas das capitais da Europa foram construídas sobre planícies de inundação: Roma, na margem do Tibre; Londres, ao longo do rio Tâmisa; e Paris, junto ao Sena. Entre as cidades da América do Norte construídas em planícies de inundação, podem ser citadas Saint Louis, ao longo do rio Mississippi; Cincinnati, junto ao rio Ohio; e Montreal, margeando o rio Saint Lawrence.[4] As enchentes periodicamente destruíram partes dessas cidades antigas e modernas que se localizavam nas regiões mais baixas das planícies de inundação, mas seus habitantes sempre as reconstruíram.

Atualmente, muitas das maiores cidades estão protegidas por diques artificiais que reforçam e elevam os diques naturais dos rios. Além disso, sistemas extensivos de barragens podem ajudar a controlar as inundações que afetam essas cidades, mas são incapazes de eliminar completamente os riscos. Em 1973, o Mississippi causou sérios problemas em uma enchente que durou 77 dias consecutivos em Saint Louis, Missouri (EUA). O rio alcançou uma altura recorde de 4,03 m acima do nível de inundação. Em 1993, o Mississippi e seus tributários saíram novamente de seus leitos e ultrapassaram os registros mais antigos, resultando em uma devastadora enchente, a segunda pior da história dos Estados Unidos, como foi oficialmente considerada (atrás da enchente de Nova Orleans causada pela elevação da maré que se seguiu ao furacão Katrina em 2005). Essa cheia ocasionou 487 mortes e prejuízos materiais de mais de 15 bilhões de dólares. Em Saint Louis, o Mississippi ficou acima do nível normal durante 144 dos 183 dias que existem entre abril e setembro. Um resultado inesperado dessa inundação foi a dispersão de poluentes, que ocorreu quando a água da cheia lavou os agrotóxicos das fazendas e depositou-os nas áreas inundadas.

Descobrir como proteger a sociedade contra inundações apresenta alguns problemas complexos. Alguns geólogos acreditam que a construção de diques artificiais para confinar o Mississippi contribuiu para que a inundação atingisse níveis tão elevados. O rio não pode mais erodir suas margens e alargar seu canal para acomodar parte da quantidade adicional de água que flui durante os períodos de maior vazão. Além

floresceram há milhares de anos. Atualmente, a grande e larga planície de inundação do Ganges, no norte da Índia, continua a ter um papel importante na vida e na agricultura daquele país. Muitas cidades antigas e modernas estão localizadas em planícies de inundação (ver Jornal da Terra 18.1).

## Bacias hidrográficas

Toda elevação entre dois rios, quer meça poucos metros ou milhares, forma um **divisor de águas** – uma crista ou terreno alto de onde toda a água da chuva escoa, para um ou outro lado. Uma **bacia hidrográfica** é uma área do terreno limitada por divisores que vertem toda a sua água para a rede de rios que a drenam (**Figura 18.6**). A bacia hidrográfica pode ter uma área pequena, como a de uma ravina ao redor de um pequeno riacho, ou pode ser uma grande região drenada por um rio principal e seus tributários (**Figura 18.7**).

Um continente tem várias bacias hidrográficas importantes separadas pelos divisores de água principais. Na América do Norte, o divisor de águas continental ao longo das Montanhas Rochosas separa a água que verte para o Oceano Pacífico de toda a restante, que escoa inteiramente para o Atlântico. Lewis e Clark seguiram o

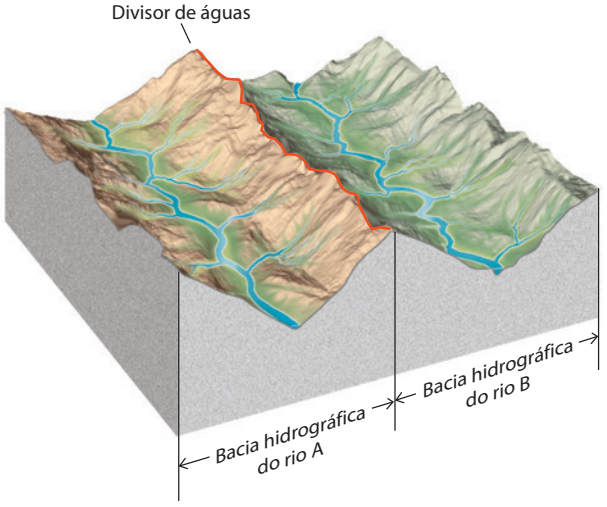



**FIGURA 18.6** ■ Bacias hidrográficas são separadas pelos divisores de águas.

rio Missouri a montante até sua nascente no divisor continental no oeste de Montana. Após cruzarem o divisor, encontraram a nascente do rio Colúmbia, o qual acompanharam até o Oceano Pacífico.

disso, a planície de inundação não recebe mais depósitos de sedimentos. No caso de Nova Orleans, a planície de inundação afundou abaixo do nível do rio Mississippi, aumentando a probabilidade de futuras enchentes.

O que as cidades e os povoados desses lugares estão fazendo? Alguns se apressaram em parar toda construção e ocupação nas partes mais inferiores da planície de inundação. Outros têm exigido a supressão dos fundos para desastres subsidiados pelo governo federal para reconstruir essas áreas. A cidade de Harrisburg, na Pensilvânia, fortemente afligida pela enchente de 1972, transformou em parques as áreas ribeirinhas devastadas. Em um movimento dramático depois da cheia do Mississippi de 1993, a cidade de Valmeyer, em Illinois, votou por transferir-se inteiramente para uma região mais alta, localizada a vários quilômetros de distância. O novo lugar foi escolhido com a ajuda de uma equipe de geólogos do Serviço Geológico de Illinois (*Illinois Geological Survey*). Contudo, os benefícios de viver em uma planície de inundação continuam a atrair pessoas a esses locais, e alguns que sempre viveram na planície de inundação querem ficar e estão preparados para viver com os riscos das enchentes. Os custos para proteger algumas áreas localizadas no nível de enchente são proibitivos, e esses lugares continuarão a apresentar problemas para as políticas públicas.

A exemplo de muitas cidades construídas em planícies de inundação, Liu Chou[5] (Liuzhou), na China, está sujeita a enchentes. Esta cheia, de julho de 1996, foi a maior registrada nos 500 anos de história da cidade. [Xie Jiahua/China Features/CORBIS Sygma]

## As redes de drenagem

Um mapa mostrando os cursos de grandes e pequenos rios revela um padrão de conexões chamado de **rede de drenagem**. Se você seguir um rio desde sua foz até a nascente, observará que ele, invariavelmente, divide-se em **tributários** cada vez menores, formando redes de drenagem que mostram um padrão ramificado característico.

A ramificação é uma propriedade geral de muitos tipos de redes na qual o material é coletado e distribuído. Talvez as redes ramificadas mais familiares sejam aquelas das árvores e raízes. A maioria dos rios segue o mesmo tipo de padrão ramificado irregular, chamado de **drenagem dendrítica** (do grego *dendron*, que significa "árvore"). Esse padrão de drenagem bastante randômico é típico de terrenos onde o substrato rochoso é uniforme, como os de rochas sedimentares com acamamento horizontal ou de rochas ígneas ou metamórficas maciças. Outros padrões são o *retangular*, *em treliça* e *radial* (**Figura 18.8**).

**FIGURA 18.7** ■ A bacia hidrográfica natural do rio Colorado cobre cerca de 630.000 km$^2$, abrangendo uma grande parte do sudoeste dos Estados Unidos. Ela é limitada pelos divisores que a separam das bacias hidrográficas vizinhas. [Fonte: U. S. Geological Survey]

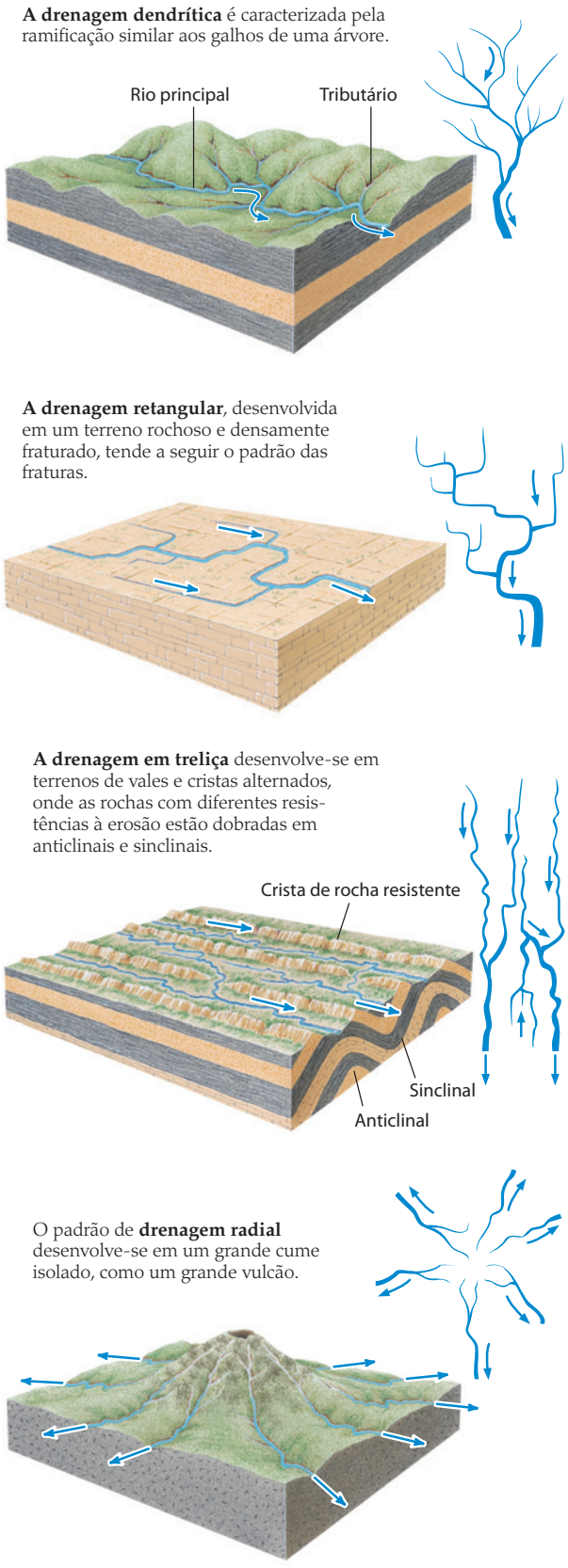



**FIGURA 18.8** ■ Padrões típicos de redes de drenagem.

## Os padrões de drenagem e a história geológica

Podemos observar diretamente ou avaliar a partir do registro geológico como a maioria dos padrões de drenagem fluvial evoluiu. Alguns rios, por exemplo, cortam transversalmente as cristas de substrato rochoso resistente à erosão para formar desfiladeiros ou gargantas de paredes escarpadas. O que poderia levar um rio a entalhar um vale estreito transversalmente a uma crista ao invés de correr ao longo dos terrenos mais baixos de qualquer um de seus lados? A história geológica da região fornece as respostas.

Se uma crista é formada pela deformação enquanto um rio preexistente está fluindo sobre ela, ele pode erodir a crista em soerguimento para formar uma garganta de paredes escarpadas, como na **Figura 18.9.** Tal rio é chamado de **rio antecedente**, pois existia antes de o atual relevo ter sido modelado e manteve seu curso original, apesar das mudanças nas rochas subjacentes e no relevo.

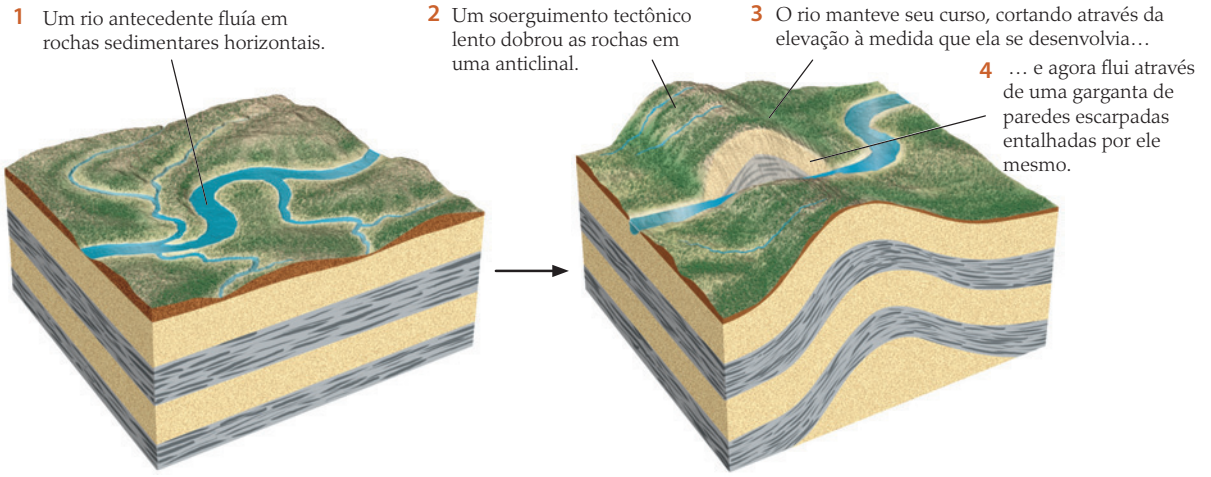
Em outra situação geológica, um rio pode fluir em um padrão de drenagem dendrítica, sobre rochas sedimentares com acamamento horizontal que se superpõem a rochas dobradas e falhadas, com diferentes resistências à erosão. Ao longo do tempo, à medida que as camadas mais suaves são removidas por erosão, o rio entalha uma camada mais dura de rochas subjacentes e erode uma garganta na camada resistente (**Figura 18.10**). Assim, o **rio superimposto**[6] flui através de formações resistentes, porque seu curso foi estabelecido em níveis mais altos, sobre rochas uniformes, antes do entalhamento se aprofundar. Um rio superimposto tende a continuar o padrão previamente desenvolvido, mais do que se ajustar às novas condições.

## Onde os canais começam? Como a água corrente causa a erosão do solo e das rochas

Os canais fluviais começam onde a água da chuva, escoando pela superfície da terra, flui tão rápido que abrasa o solo e o substrato rochoso, esculpindo uma *ravina* (basicamente um vale pequeno). Assim que se forma uma ravina, ela captura mais escoamento superficial e, assim, aumenta a tendência da corrente de cortar para baixo. À medida que a ravina se aprofunda progressivamente, a taxa de entalhamento aumenta porque mais água é capturada (**Figura 18.11**).

É relativamente fácil observar a erosão de material inconsolidado. Pode-se facilmente ver um rio capturando areia solta de seu leito e a transportando. Em níveis altos de água e durante as inundações, pode-se até ver um rio percorrendo e cortando suas margens, que desmoronam para o fluxo e são carregadas. Os rios progressivamente cortam seus canais a montante para terras mais altas. Esse processo, chamado de *erosão remontante*[7] geralmente

(a)




(b)

**FIGURA 18.9** ■ (a) Como um rio antecedente corta uma garganta de paredes escarpadas. (b) O Desfiladeiro Delaware Water, localizado entre a Pensilvânia e Nova Jersey. Neste ponto, o rio Delaware é um rio antecedente. [Michael P. Gadomski/Science Source/Photo Researchers]

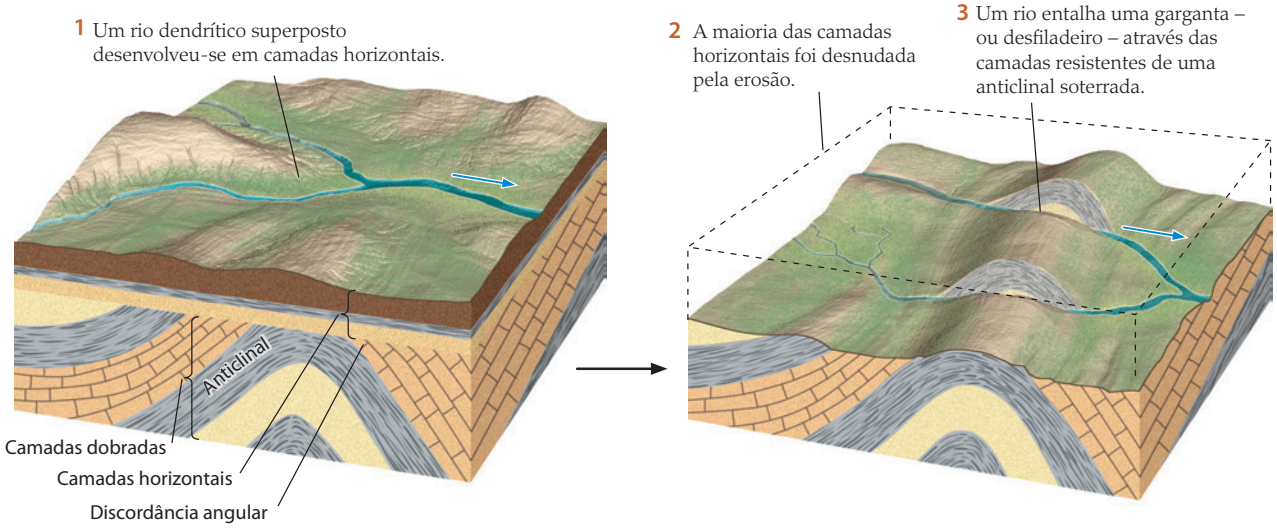



**FIGURA 18.10** ■ Como um rio superimposto mantém seu curso.

acompanha o alargamento e o aprofundamento dos vales. Seu progresso pode ser extremamente rápido – de até vários metros em um tempo de poucos anos, em solos facilmente erosíveis. A erosão a jusante é muito menos comum e é melhor expressa em raros eventos catastróficos, como quando um terremoto quebra uma represa natural e envia águas que se precipitam a jusante (ver Figura 21.20).

Não podemos observar com facilidade a erosão lenta das rochas duras. A água que escoa erode a rocha dura pela abrasão e pelo intemperismo químico e físico, além da ação de solapamento causada pelas correntes.

## Abrasão

Um dos principais meios que um rio utiliza para fragmentar e erodir as rochas é a **abrasão**. A areia e os seixos da carga fluvial criam uma ação de jato de areia que desgasta continuamente até mesmo as rochas mais duras. Sobre certos leitos de rios, seixos e calhaus girando dentro de remoinhos desgastam o substrato, gerando **marmitas** profundas (**Figura 18.12**). Quando o nível da água baixa, podem-se observar seixos e areia depositados no fundo das marmitas expostas.

**FIGURA 18.11** ■ Os rios criam ravinas quando a ação da água que flui pela superfície terrestre causa erosão. As menores ravinas convergem para formar canais maiores e mais adiante no declive tornam-se canais fluviais. Estas ravinas foram formadas no deserto de Omã por tempestades ocasionais que inundam a superfície com água de fluxo rápido, erodindo o substrato rochoso. [Petroleum Development Oman]

## Intemperismo químico e físico

O intemperismo químico fragmenta rochas no substrato dos leitos dos rios, da mesma maneira como atua na superfície. O intemperismo físico pode ser violento, quando a colisão de matacões e o impacto menor, porém constante, dos seixos e da areia trincam a rocha ao longo das fraturas. Tais impactos no canal de um rio fragmentam a rocha muito mais rápido que o lento intemperismo que ocorre na encosta suave de um morro. Quando esses processos desprendem grandes blocos do substrato rochoso, fortes remoinhos ascendentes podem empurrá-los para cima e para fora em puxões violentos e rápidos.

O intemperismo físico é particularmente acentuado em corredeiras e quedas d'água. As *corredeiras* são lugares de um rio onde o fluxo é extremamente rápido porque a declividade do leito se torna mais íngreme de repente, normalmente nas saliências rochosas. A velocidade e a turbulência da água quebram os blocos em pedaços menores com rapidez, que são carregados adiante pela forte corrente.

## A ação de escavação das quedas d'água

As *quedas d'água* desenvolvem-se onde rochas duras resistem à erosão ou onde o falhamento desloca o leito do rio. O estrondoso impacto de enormes volumes de água que caem e de matacões que rolam rapidamente erode os leitos rochosos abaixo das quedas d'água. As quedas d'água também erodem as camadas rochosas sob o penhasco que forma a cachoeira. À medida que a erosão escava a base desse penhasco, as camadas superiores entram em colapso e a queda d'água regride no sentido montante (**Figura 18.13**). A erosão por quedas d'água é mais rápida onde as camadas rochosas são horizontais e dispostas com as camadas mais resistentes no topo, e as mais moles como folhelhos, na base. Os registros históricos mostram que a principal seção das Cataratas do Niágara, talvez a mais famosa cachoeira da América do Norte, tem se movido no sentido montante em uma taxa de um metro por ano.

# Como as correntes fluem e transportam sedimentos

Todas as correntes, sejam na água ou no ar, compartilham as características básicas da dinâmica de fluidos. Podemos ilustrar dois tipos de escoamento de fluidos usando linhas de movimento chamadas de *linhas de corrente* (**Figura 18.14**). No **fluxo laminar**, o tipo de movimento mais simples, as linhas de corrente retas ou levemente curvas correm paralelas umas às outras, não havendo mistura ou cruzamento de camadas. O lento movimento de uma

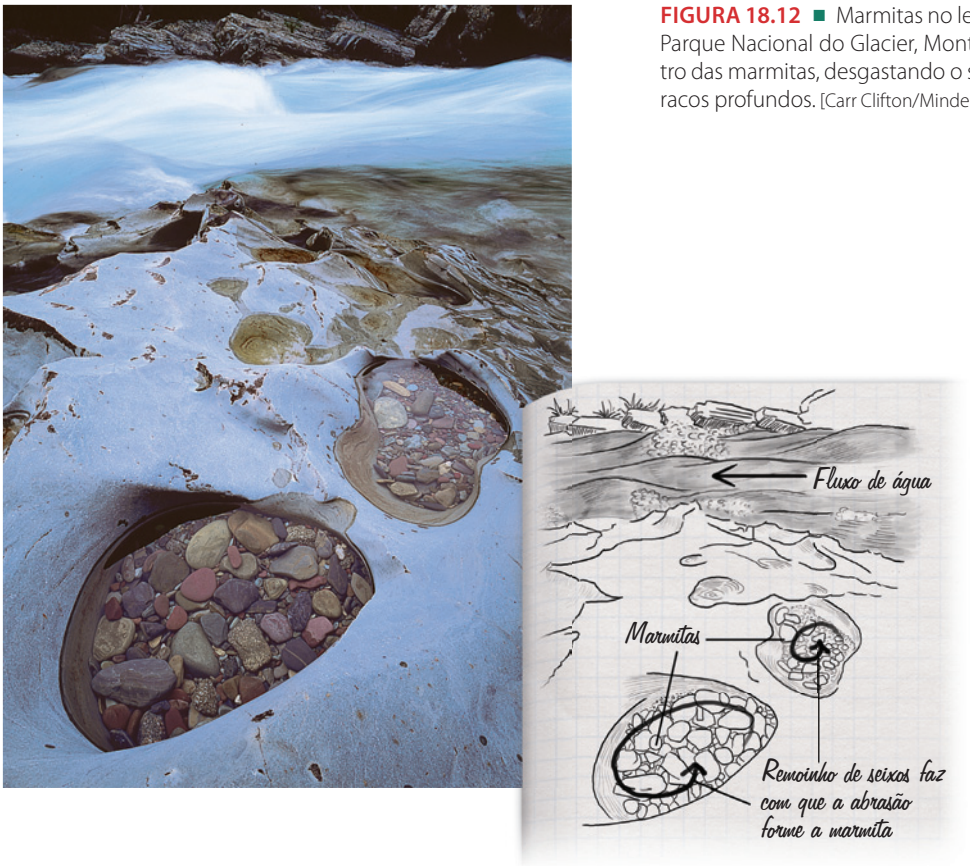



**FIGURA 18.12** ■ Marmitas no leito rochoso do arroio McDonald, Parque Nacional do Glacier, Montana (EUA). Os seixos giram dentro das marmitas, desgastando o substrato rochoso e gerando buracos profundos. [Carr Clifton/Minden Pictures]

**FIGURA 18.13** ■ O canyon das Cataratas do Iguaçu (Brasil) está retrocedendo para montante à medida que a água vai caindo e o sedimento golpeia a base do penhasco, solapando-o. Desde o centro até o topo esquerdo da imagem, podem-se observar as paredes verticais, que são remanescentes da retração da queda d'água para montante. [Donald Nausbaum]

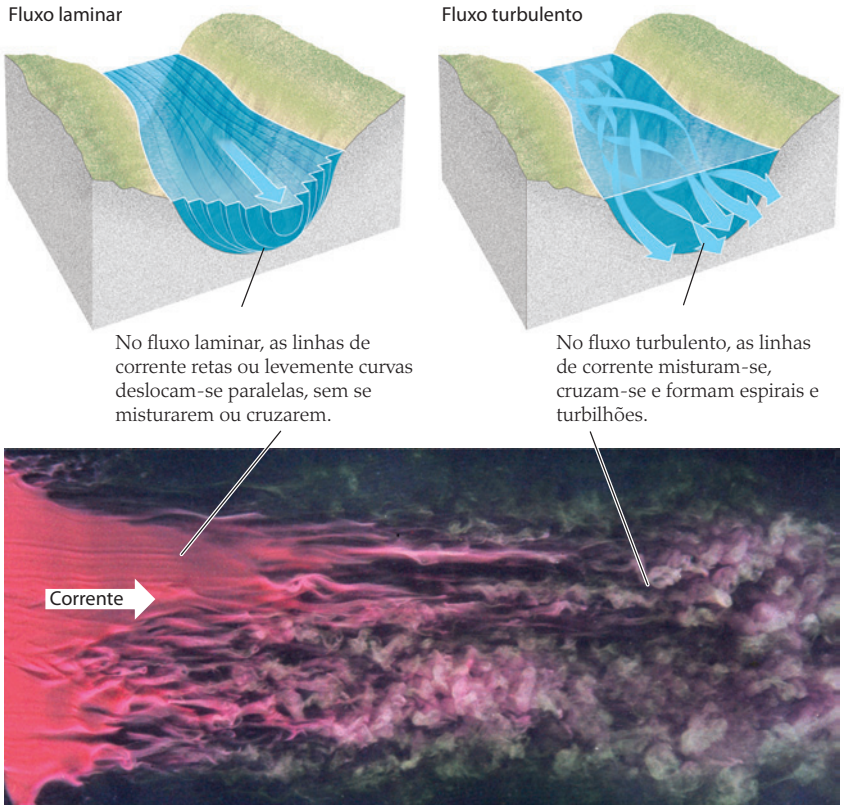



**FIGURA 18.14** ■ Os dois padrões básicos de fluxo: fluxo laminar e fluxo turbulento. A fotografia mostra a transição do fluxo laminar para o turbulento na trajetória da água em uma placa plana, revelada com o uso de pigmento. O fluxo vai da esquerda para a direita. [ONERA]

calda espessa sobre uma panqueca, com fios de manteiga derretida fluindo paralelamente, mas por caminhos separados, é um fluxo laminar. O **fluxo turbulento** tem um padrão de movimento mais complexo, no qual as linhas de fluxo misturam-se, cruzam-se e formam espirais e turbilhões. As águas que se movem rapidamente em um rio em geral mostram esse padrão. A turbulência – que é uma medida das irregularidades e do turbilhonamento do fluxo – pode ser baixa ou alta.

Tanto o fluxo laminar como o turbulento dependem de três fatores:

1. Sua velocidade (taxa de movimento)
2. Sua geometria (principalmente sua profundidade)
3. Sua viscosidade (resistência ao fluxo)

A viscosidade resulta das forças atrativas entre as moléculas de um fluido. Essas forças tendem a impedir o escorregamento e o deslizamento das moléculas umas sobre as outras. Quanto maior a força atrativa, maior a resistência de mistura entre as moléculas vizinhas e mais alta a viscosidade. Por exemplo, quando um xarope gelado ou um óleo viscoso de cozinha é escoado, seu fluxo é lento e laminar. A viscosidade da maioria dos fluidos, inclusive da água, decresce com o aumento da temperatura. Se o aquecimento for suficiente, a viscosidade de um fluido pode diminuir até passar de um fluxo laminar para um turbulento.

A água tem baixa viscosidade nos limites comuns de temperatura da superfície terrestre. Só por essa razão, a maioria dos cursos d'água na natureza tende a apresentar fluxo turbulento. Além disso, a velocidade e a geometria da água na maioria dos rios é outro fator que também os torna turbulentos. Na natureza, pode-se ver o fluxo laminar da água somente em finas lâminas de escoamento da chuva fluindo lentamente em vertentes aproximadamente planas. Nas cidades, podemos ver pequenos fluxos laminares nas sarjetas das ruas.

Pelo fato de a maioria dos rios e arroios ser larga e profunda e fluir rapidamente, seus fluxos são quase sempre turbulentos. Um rio pode mostrar fluxo turbulento em grande parte de sua largura e fluxo laminar ao longo de suas bordas, onde a água é rasa e se move lentamente. Em geral, a velocidade do fluxo é máxima na proximidade do centro do canal do rio; onde o rio meandra, a velocidade de fluxo é mais alta nas partes externas das curvas. Comumente, referimo-nos a um fluxo rápido como sendo uma corrente forte.

## Erosão e transporte de sedimentos

Os rios variam de acordo com sua capacidade de erodir e carregar grãos de areia e outros sedimentos. Os fluxos laminares da água podem levantar e carregar somente as partículas menores, mais leves, de tamanho argila. Os fluxos turbulentos, dependendo de suas velocidades, podem mover partículas que variam desde o tamanho argila até seixo e calhau. À medida que a turbulência levanta as partículas do leito do rio, o fluxo carrega-as para jusante. A turbulência também faz as partículas grandes rolarem ou deslizarem sobre o leito. A **carga de suspensão** do rio inclui todo o

material suspenso no fluxo de forma temporária ou permanente. Sua **carga de fundo** é o material que o rio carrega adiante sobre o leito, por deslizamento ou rolamento (**Figura 18.15**). O *leito*, neste contexto, é a camada de material inconsolidado no canal que interage com a corrente.

Quanto mais rápida a corrente, maiores as partículas carregadas como carga de suspensão ou de fundo. A aptidão que um fluxo tem de carregar material de um determinado tamanho é a sua **competência**. À medida que a corrente aumenta sua velocidade e as partículas mais grossas são suspensas, a carga de suspensão cresce. Ao mesmo tempo, mais material do fundo estará em movimento, e a carga de fundo também aumenta. Como seria de se esperar, quanto maior o volume de um fluxo, maior a carga de sedimento (carga de suspensão e de fundo) capaz de ser transportada. A carga sedimentar total que o fluxo transporta é a sua **capacidade**.

A velocidade e o volume de um fluxo afetam a competência e a capacidade de um rio. O rio Mississippi, por exemplo, flui com uma velocidade moderada na maior parte do seu percurso e carrega somente partículas finas e médias (argila e areia), mas, por outro lado, a quantidade carregada é enorme. Em contraposição, um pequeno rio fluindo rapidamente na escarpa de uma região montanhosa pode carregar até matacões, mas somente em pequena quantidade.

A capacidade que um rio tem de carregar sedimentos depende de um equilíbrio entre a turbulência, que levanta as partículas, e a força da gravidade, que concorre com ela, ao fazer com que as partículas se depositem, abandonando a corrente e tornando-se parte do leito. A velocidade com que partículas de vários pesos, em suspensão na corrente, depositam-se até o fundo é chamada de **velocidade de decantação**. Pequenos grãos de silte e argila são facilmente levantados pela corrente e decantam lentamente, de modo que tendem a permanecer em suspensão. A velocidade de decantação de partículas grandes, como de areia média e grossa, é muito mais rápida. Portanto, a maioria dos grãos grandes fica suspensa na corrente somente por um pequeno intervalo de tempo antes de se depositar.

À medida que a velocidade da corrente aumenta, as partículas de sedimentos na carga de fundo começam a se mover por um terceiro processo, conhecido como **saltação** – um movimento de saltos intermitentes na superfície do leito da corrente. Os grãos de areia em um fluxo movem-se tipicamente por saltação, porque são leves o bastante para serem colhidos pelo leito, mas pesados o suficiente para não serem transportados em suspensão. Os grãos são aspirados para o fluxo por remoinhos turbulentos, movendo-se com a corrente por uma distância curta, e, então, caem de volta no leito (ver Figura 18.15). Se você ficasse em pé em um rio arenoso de fluxo rápido, poderia ver uma nuvem de grãos saltitantes de areia movendo-se ao redor de seus tornozelos. Quanto maiores os grãos, mais tempo eles tendem a permanecer no leito antes de serem levantados. Quando um grão grande está na corrente, ele se deposita rapidamente. Quanto menor o grão, mais frequentemente ele será levantado e maiores serão o salto e o tempo que levará para se depositar.

Em todo o mundo, os rios transportam, anualmente, cerca de 25 bilhões de toneladas de sedimentos siliciclásticos e, além disso, 2 a 4 bilhões de toneladas de material dissolvido. Os humanos são responsáveis por grande parte da carga atual dos rios. De acordo com certas estimativas, o transporte de sedimentos, antes do surgimento do homem, era algo em torno de 9 bilhões de toneladas por ano, menos da metade da quantidade atual. Em certos lugares, a carga sedimentar dos rios aumentou devido à agricultura e à erosão acelerada. Em outros, a carga sedimentar foi reduzida pela construção de barragens, que retêm os sedimentos atrás de seus diques de contenção.

Para estudar como um rio em particular transporta os sedimentos, os geólogos e os engenheiros hidráulicos medem a relação entre o tamanho das partículas e a força que o fluxo exerce sobre elas nas cargas de suspensão

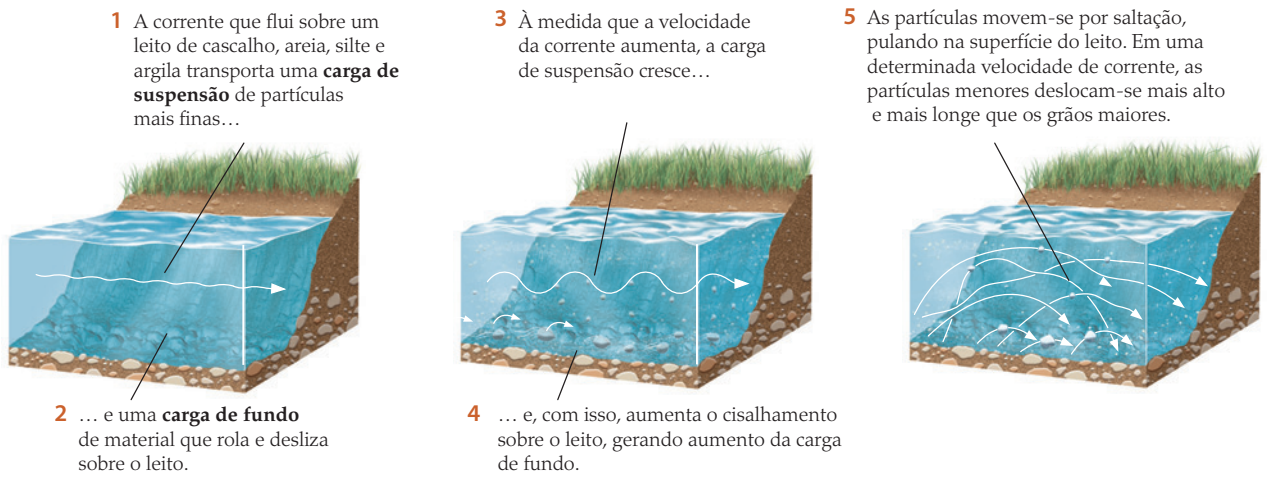



**FIGURA 18.15** ■ Uma corrente que flui sobre um leito de material inconsolidado pode transportar partículas de três formas.

e de fundo. Essa relação possibilita o cálculo de quanto sedimento um fluxo particular pode mover e a rapidez da movimentação. Essa informação permite-lhes planejar barragens e pontes ou estimar a rapidez com que os reservatórios artificiais, represados por diques, serão preenchidos com sedimentos. Como vimos no Capítulo 5, os geólogos podem inferir as velocidades de correntes antigas a partir dos tamanhos dos grãos das rochas sedimentares.

O gráfico da **Figura 18.16** estabelece a relação entre o tamanho do grão no leito do rio e a velocidade do fluxo necessária para causar a erosão. Percebe-se que, neste gráfico, contrariando nossa discussão anterior de competência, a velocidade da corrente necessária para erodir alguns tipos de partículas do leito, na verdade, aumenta à medida que o tamanho da partícula diminui. Essa relação existe porque é mais fácil para o fluxo levantar do leito partículas não coesivas (que não colam entre si) do que partículas coesivas (que colam entre si, como acontece em muitos argilominerais). Quanto mais fina for a partícula coesiva, maior deverá ser a velocidade do fluxo para erodi-la. Para esses grãos pequenos, a velocidade de decantação é tão lenta que mesmo correntes suaves, com cerca de 20 cm/s, podem mantê-los em suspensão e transportá-los como sedimentos.

## Formas de leito: dunas e marcas onduladas

Quando os grãos de areia depositados em um leito de rio são transportados por saltação, eles tendem a formar dunas e ondulações (ver Capítulo 5). As **dunas** são cristas alongadas de areia, que podem ter muitos metros de altura e se formam em fluxos de vento ou água sobre um leito arenoso. As **marcas onduladas** são dunas muito pequenas – com altura variando desde menos de um centímetro até alguns centímetros – cuja dimensão mais longa é posicionada em ângulo reto em relação à corrente. Embora as dunas e as marcas onduladas subaquáticas sejam mais difíceis de ser observadas do que aquelas produzidas sobre o solo pelas correntes de ar, elas se formam da mesma maneira e também são comuns.

À medida que uma corrente move os grãos de areia por saltação, eles são erodidos da face montante das marcas onduladas e das dunas e depositados na face jusante. Essa transferência continuada de grãos ao longo das cristas causa a migração a jusante das dunas e das marcas onduladas. A velocidade dessa migração é bem menor que a do movimento individual dos grãos e muito menor que a da corrente. (Veremos, com mais detalhes, a migração de marcas onduladas e dunas eólicas no Capítulo 19.)

As formas das marcas onduladas e das dunas, bem como suas velocidades de migração, mudam à medida que a velocidade da corrente aumenta. Quando a velocidade da corrente é baixa, poucos grãos estão saltando, e o leito arenoso da corrente é plano. Com um pequeno aumento da velocidade, o número de grãos saltando cresce. Então um leito ondulado se forma, e as marcas onduladas migram a jusante (**Figura 18.17**). À medida que a velocidade aumenta ainda mais, as marcas onduladas aumentam de tamanho e migram mais rapidamente até que, a partir de um certo ponto, transformam-se em dunas. As marcas onduladas e as dunas têm estrutura interna do tipo estratificação cruzada (ver Figura 5.11). À medida que a corrente flui sobre elas, essa estrutura pode até se inverter, quando, então, o lado jusante da ondulação passa a

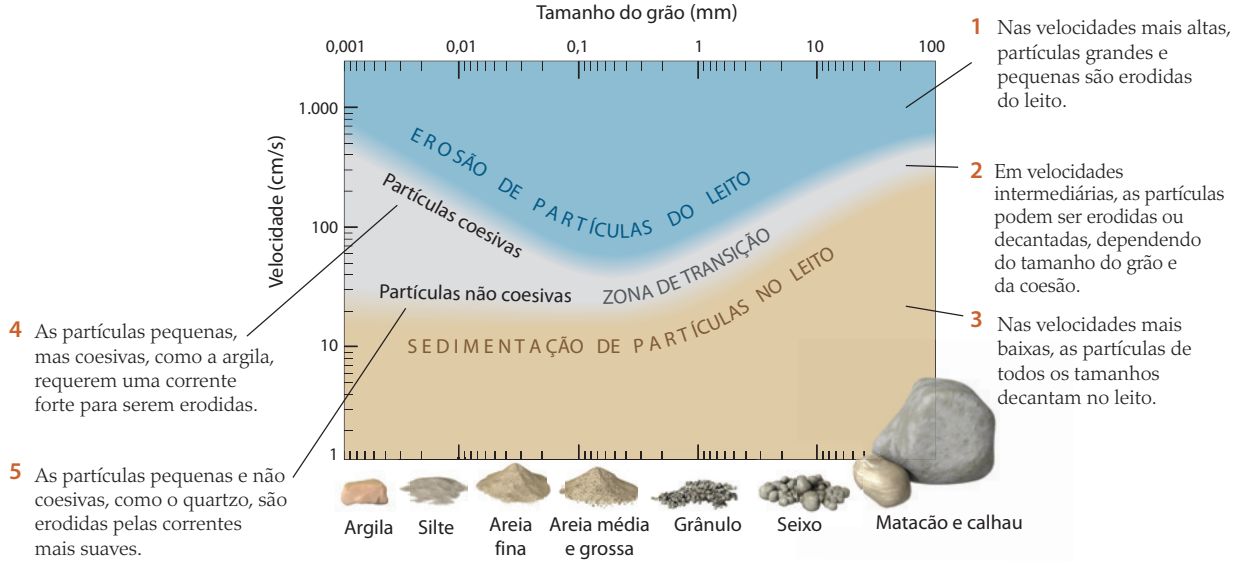



**FIGURA 18.16** ■ A relação entre a velocidade da corrente e a erosão e decantação de partículas de tamanhos diferentes. A área azul representa as velocidades em que as partículas são erodidas do leito do rio; a área cinza, as velocidades com que as partículas podem ser erodidas ou decantadas; e a área marrom, as velocidades em que as partículas decantam-se no leito. [Fonte: F. Hjulstrom, modificado por A. Sundborg, "The River Klarälven," *Geografisk Annaler* 1956]

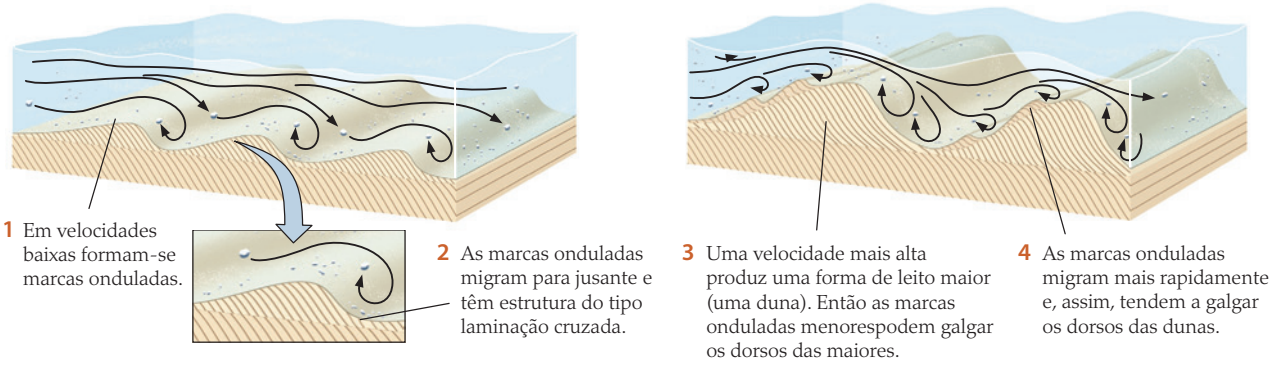



**FIGURA 18.17** ■ A forma de um leito sedimentar muda com a velocidade da corrente. [Fonte: D. A. Simmons and E. V. Richardson, "Forms of Bed Roughness in Alluvial Channels," *American Society of Civil Engineers Proceedings* 87 (1961): 87-105]

migrar em direção contrária à corrente[8]. À medida que as dunas ficam maiores, as ondulações se formam sobre elas. Essas ondulações tendem a galgar os dorsos das dunas porque migram mais rapidamente que elas. Ao adquirir velocidade muito alta, a corrente apaga as dunas e forma um leito plano, abaixo de uma densa nuvem de grãos de areia saltando rapidamente. A maior parte desses grãos é novamente levantada e dificilmente chega a se depositar no fundo. Alguns ficam em permanente suspensão.

## Deltas: as desembocaduras dos rios

Mais cedo ou mais tarde, todos os rios terminam por desaguar em um lago ou oceano, misturando-se com a água do entorno, e – sem poder mais descer pelo terreno abaixo – gradualmente perdem seu ímpeto para mover-se adiante. Os maiores rios, como o Amazonas e o Mississippi, podem manter suas correntes muitos quilômetros mar adentro[9]. Nos locais onde os pequenos rios entram em uma costa turbulenta e com intensa arrebentação de ondas, as correntes desaparecem quase imediatamente depois da foz do rio.

### A sedimentação deltaica

À medida que sua corrente aos poucos definha, um rio perde sua força para transportar sedimentos de forma progressiva. O material mais grosso, normalmente areia, é abandonado primeiro, bem na foz de grande parte dos rios. As areias mais finas são largadas adiante, seguidas pelo silte e, bem mais distante, pela argila. Como o assoalho do lago ou do oceano submerge em águas mais profundas longe da praia, todo o material depositado, de vários tamanhos, forma uma plataforma deposicional chamada de **delta**. (Devemos o nome *delta* ao historiador grego Heródoto, que viajou para o Egito aproximadamente em 450 a.C. A forma grosseiramente triangular dos sedimentos depositados na foz do Nilo inspirou-o a denominá-la com a letra grega Δ, delta.)

Quando um rio aproxima-se de seu delta, onde o perfil do declive é quase nivelado com o mar, ele inverte seu padrão de drenagem ramificada do curso superior. Ao invés de coletar mais água de seus tributários, ele descarrega água por meio dos **distributários** – canais menores que se ramificam *a jusante* a partir do canal principal e que recebem deste água e sedimentos, para serem por eles distribuídos. Os materiais depositados no topo do delta, tipicamente areia, formam um pacote de **camadas de topo**[10]. A jusante, na frente externa do delta, areia fina e silte são depositados para formar um pacote de **camadas frontais**[11], que lembra uma estratificação cruzada de grande proporção. Espalhando-se sobre o assoalho marinho, avante das camadas frontais, está o pacote de **camadas basais**[12], finas e horizontais, compostas de lama, que são soterradas à medida que o delta continua a crescer. A **Figura 18.18** mostra como essas estruturas formam um delta marinho típico.

### O crescimento dos deltas

À medida que um delta se desenvolve mar adentro, a foz de seu rio também avança nessa direção, deixando, no percurso, novos terrenos. A maioria desses terrenos é uma *planície deltaica* com uma elevação de poucos metros acima do nível do mar. Na margem da planície voltada para o mar, depressões amplas entre canais distributários ficam abaixo do nível do mar e formam baías rasas que são preenchidas com sedimentos de grãos finos. Com o tempo, elas acabarão se tornando pântanos salobros (ver Figura 18.18).

À medida que um delta se desenvolve, os canais de certos distributários modificam-se, procurando caminhos mais curtos até o mar. Como resultado desse deslocamento, o delta cresce em uma mesma direção por algumas centenas ou milhares de anos e, então, irrompe em um novo distributário, enviando sedimentos para o oceano em outra direção. Dessa forma, um rio principal pode formar um grande delta, com área de milhares de quilômetros quadrados. O delta do Mississippi cresceu durante milhões de anos. Há aproximadamente 150 milhões de

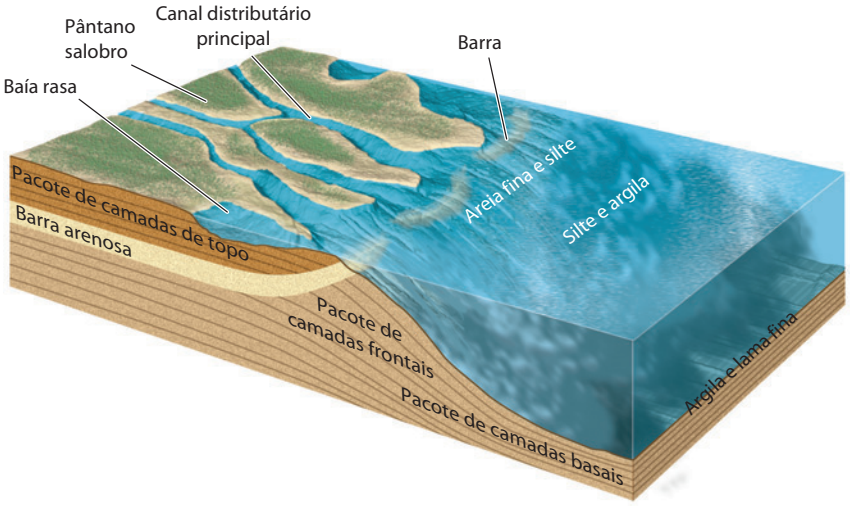
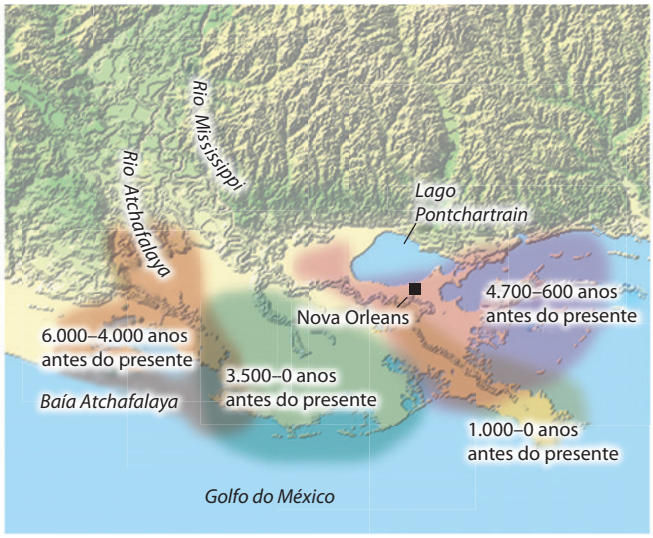
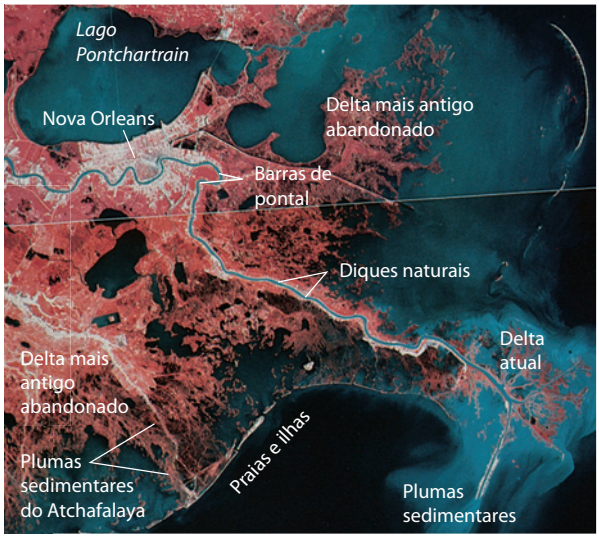



**FIGURA 18.18** ■ Um grande delta marinho típico, com muitos quilômetros de extensão, no qual as camadas frontais de grão fino são depositadas em baixo ângulo, comumente de apenas 4 a 5° ou menos. Barreiras arenosas formam-se nas desembocaduras dos distributários, onde a velocidade das correntes repentinamente diminui. O delta cresce para frente pelo avanço da barra e dos pacotes das camadas de topo, frontais e basais. Entre os canais distributários, as baías rasas são preenchidas com sedimentos de grão fino e tornam-se pântanos salobros. Essa estrutura geral é encontrada no delta do Mississippi.

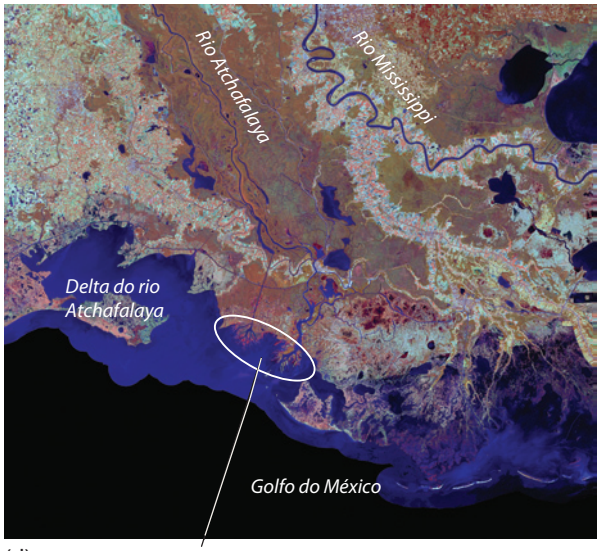



(a)




(b)

(c) Silte carregado pela descarga do rio Atchafalaya,…




(d) … que aumentará à medida que o delta se deslocar no futuro.

anos, ele iniciou perto de onde hoje se situa a junção dos rios Ohio e Mississippi, no extremo sul de Illinois. Ele avançou cerca de 1.600 km, desde então, criando quase inteiramente os Estados de Louisiana e Mississippi, bem como partes importantes dos territórios adjacentes. A **Figura 18.19** mostra o crescimento do delta do Mississippi nos últimos 6 mil anos, bem como a direção que seu crescimento deve tomar no futuro.

Os deltas crescem pela adição de sedimentos e afundam à medida que há compactação das partículas e subsidência da crosta devido ao peso da carga sedimentar. Veneza, parcialmente edificada no delta do rio Pó, no Norte da Itália, tem afundado constantemente há muitos anos. Tanto a subsidência crustal como a depressão do terreno, devido ao bombeamento da água dos aquíferos sob a cidade, são as causas.

## Efeitos humanos sobre os deltas

Grandes áreas de terras úmidas encontradas nas planícies deltaicas são valiosas porque armazenam a água e constituem o hábitat de muitas espécies de plantas e animais, como observado no Capítulo 17. As terras úmidas do delta do rio Mississippi, como as terras úmidas deltaicas em muitas outras áreas, sofreram um ataque duplo. Primeiro, o controle extensivo das cheias por meio de barragens, construídas desde 1930, diminuiu o volume de sedimentos levados para o delta e, desse modo, reduziu o aporte sedimentar para as terras úmidas. Segundo, os grandes diques artificiais evitaram as cheias pequenas, mas frequentes, que alimentavam as terras alagáveis deltaicas. Em Nova Orleans, a planície de inundação do rio Mississippi afundou abaixo do nível do rio, aumentando a probabilidade de futuras inundações catastróficas.

## Os efeitos das ondas, das marés e dos processos da tectônica de placas

Ondas fortes, correntes costeiras e marés afetam o crescimento e a forma dos deltas marinhos. As ondas e as correntes costeiras podem mover os sedimentos ao longo da praia quase com a mesma rapidez com que eles são aí depositados pelo rio. A frente deltaica torna-se, então, uma longa praia, com apenas uma ligeira protuberância em direção ao mar na foz. Em locais onde as correntes de maré movem-se em direção ao continente e ao mar, elas redistribuem os sedimentos deltaicos em barras alongadas paralelas à direção delas mesmas, na maioria desses lugares, em ângulos aproximadamente retos em relação à praia (ver Figura 18.19b).

Em outros locais, as ondas e as marés são fortes o suficiente para impedir a formação de um delta. Em vez disso, o sedimento do rio levado para o fundo do mar é dispersado ao longo da linha de costa, como praias e barras, e é transportado para as águas mais profundas costa afora. A costa leste da América do Norte não tem deltas por essa razão. O Mississippi tem sido capaz de construir seu delta porque nem as ondas nem as marés são muito fortes no Golfo do México.

A tectônica também exerce algum controle sobre o posicionamento do lugar onde os deltas se formam, pois a formação deltaica tem outros dois pré-requisitos: soerguimento na bacia hidrográfica, que aporta sedimentos em abundância; e subsidência crustal na região deltaica, para acomodar o grande peso e o volume de sedimentos. Dois dos maiores deltas do mundo – o Mississippi e o Ródano (na França) – têm sua enorme carga sedimentar derivada principalmente das cadeias montanhosas distantes: as Rochosas, para o Mississippi, e os Alpes, para o Ródano. Ambos localizam-se no mesmo cenário na placa tectônica – uma margem passiva originalmente formada a partir da extensão de uma margem continental. A convergência continental, que soergueu o Himalaia, também formou os grandes deltas do Indo e do Ganges.

Poucos dos grandes deltas estão associados a zonas de subducção ativa. A razão pode estar ligada ao fato de não ser comum que um grande rio (como o Colúmbia, do noroeste Pacífico) carregue para o mar quantidade abundante de sedimento através de um arco vulcânico (a Cordilheira Cascade). Além disso, essas áreas com rápido soerguimento são instáveis demais para que grandes deltas de desenvolvam. Os arcos de ilha oceânicos têm áreas pequenas demais para prover grande quantidade de sedimentos siliciclásticos.

◀ **FIGURA 18.19** ■ Nos últimos 6 mil anos, o delta do Mississippi tem construído seu delta, primeiro em uma direção e, depois, em outra, à medida que o escoamento de água troca um canal distributário principal por outro. (a) O delta moderno foi precedido de deltas depositados para o leste e o oeste. (b) O filme com sensibilidade para o infravermelho, usado para registrar esta imagem de satélite do delta do Mississippi, possibilita que a vegetação seja observada na cor vermelha, a água relativamente limpa na cor azul-escura, e a água com sedimento em suspensão, na cor azul-clara. Na parte superior esquerda estão a cidade de Nova Orleans e o Lago Pontchartrain. Diques naturais bem definidos e barras de pontal ocorrem no centro. No bordo inferior esquerdo, estão as praias e ilhas que se formaram quando as ondas e as correntes transportaram do delta as areias depositadas pelo rio. (c) Imagem de satélite do delta do Mississippi. (d) Esta imagem mostra a descarga de sedimento para o Golfo do México feita pelo delta do rio Mississippi e pelo rio Atchafalaya. Uma grande inundação pode desviar-se do fluxo principal do rio Mississippi, ingressando no rio Atchafalaya, o que possibilitaria a formação de um novo delta. A construção de diques artificiais pelo Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos impediu que isso prosseguisse. [(b) Fonte: G. T. Moore, "Mississippi River Delta from Landsat2," *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* (1979); (c) NASA; (d) USGS National Wetlands Research Center]

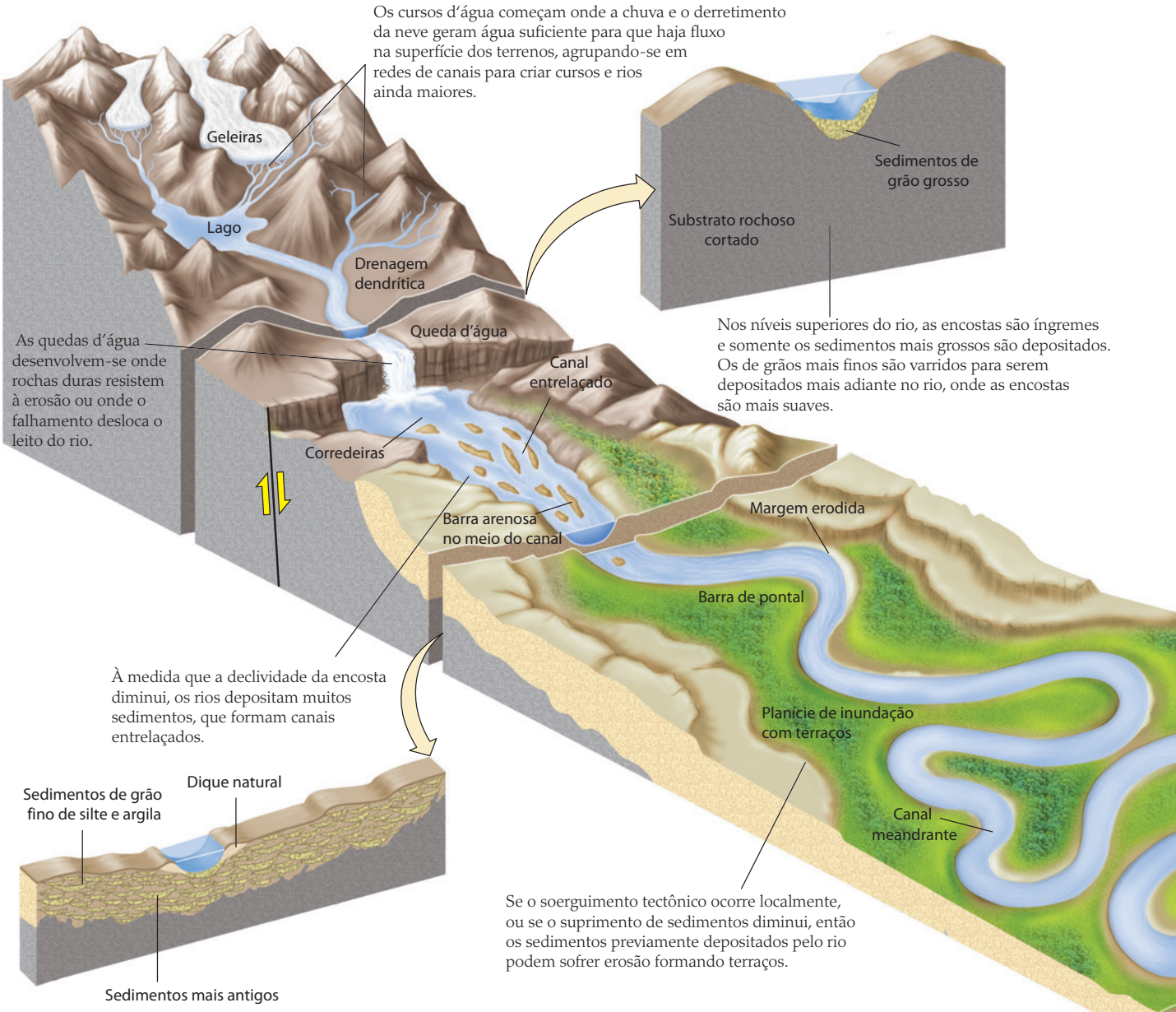



**FIGURA 18.20** ■ Redes de rios transportam água e sedimentos da nascente até o oceano.

## Os rios como geossistemas

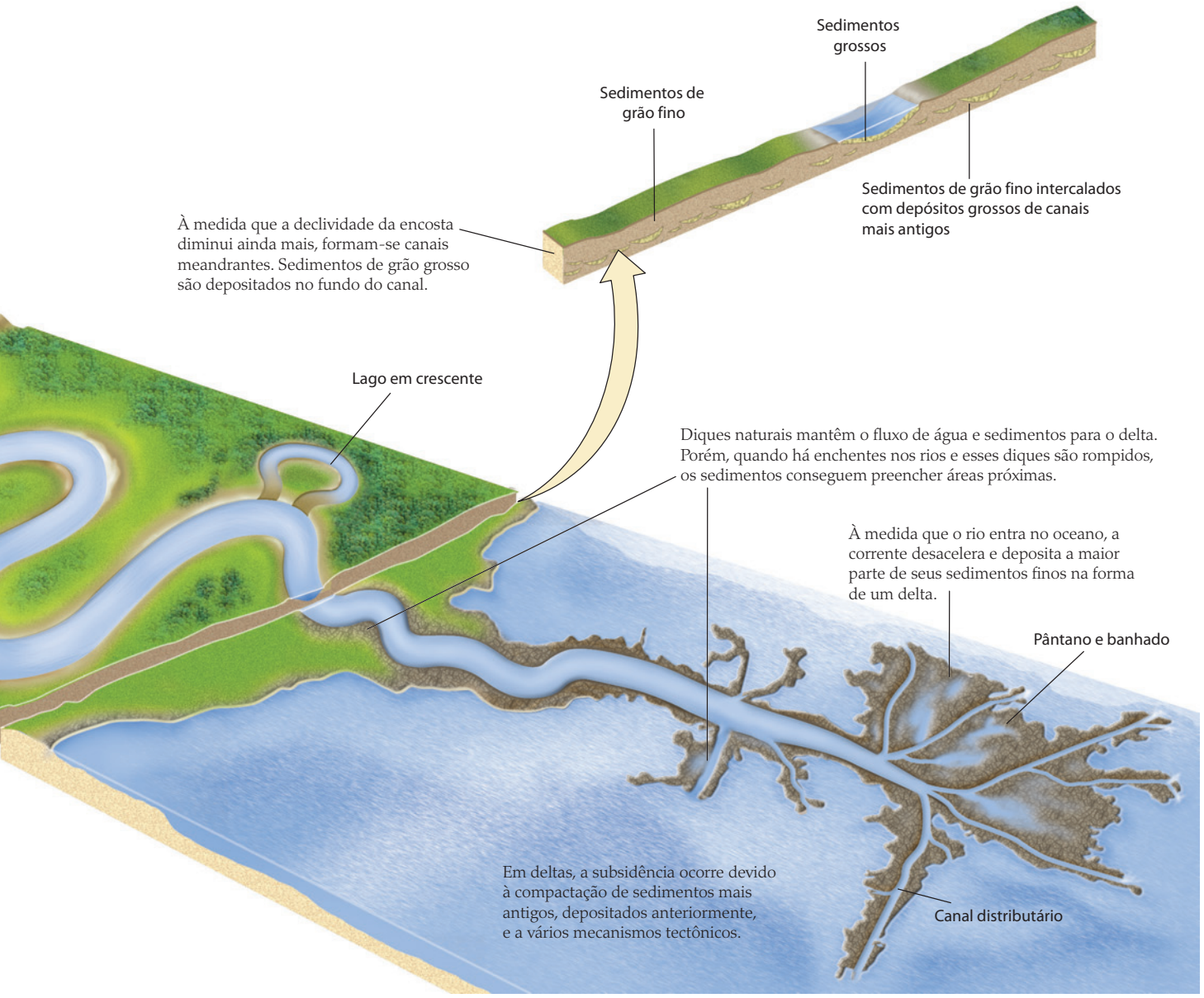
Os rios são geossistemas dinâmicos que estão em constante mudança em resposta às influências dos processos da tectônica de placas e do clima, e tais mudanças, por sua vez, influenciam o transporte de água e de sedimentos. O fluxo de um rio pode parecer constante quando visto de uma ponte por alguns minutos ou quando se navega por ele por algumas horas, mas seu volume e velocidade podem se alterar consideravelmente em diferentes meses ou estações. Em determinado local, o rio está em constante mudança, alternando de águas rasas para um estágio de enchente em algumas horas ou dias e remodelando seu vale ao longo de períodos maiores (**Figura 18.20**). As dimensões do fluxo e do canal de um rio também se alteram à medida que ele se move declive abaixo, desde vales estreitos em sua nascente até planícies de inundação mais amplas em seus cursos intermediário e inferior. A maioria dessas mudanças de longo prazo são ajustes no volume normal (sem inundação) e na velocidade do fluxo, bem como na profundidade e largura do canal.

Da nascente até a foz, todos os rios reagem a mudanças climáticas (como mudanças de precipitação) e a processos da tectônica de placas (como soerguimento ou subsidência da crosta terrestre). Como vimos, os rios agrupam-se em cursos d'água cada vez maiores, formando, por fim, um único rio grande, como no caso do rio Mississippi. A precipitação na nascente pode afetar o

fluxo da corrente mais adiante no rio, onde seu volume pode exceder aquele do canal e, então, extravasar as margens e ocasionar uma enchente. Dessa forma, os processos e eventos em uma parte da rede fluvial são propagados através do sistema e afetam o comportamento de outra parte.

O transporte de sedimentos muda de forma semelhante, embora em uma escala de tempo de maior duração. Se a precipitação na nascente aumentar por um período longo – porque, digamos, o clima tornou-se mais chuvoso – ou se as taxas de soerguimento tectônico aumentarem, há um acréscimo nas taxas de erosão e de produção de sedimentos. A rede fluvial propaga uma "onda" de sedimentos que, com o tempo, atinge o delta, onde pode ser preservada no registro rochoso como um intervalo de acúmulo de sedimentos excepcionalmente alto. Analisaremos mais essas relações e seus efeitos sobre o desenvolvimento da paisagem no Capítulo 22.

Diversos fatores são importantes no controle de como a água e os sedimentos se movem pelos geossistemas fluviais. Esses fatores incluem a vazão do rio, seu perfil longitudinal e mudanças no nível de base.



## Vazão

Medimos o fluxo de um rio pela sua **vazão** ou **descarga** – o volume de água que passa em um dado ponto e em um dado momento à medida que flui por um canal de certa largura e profundidade. (No Capítulo 17, definimos *descarga* como o volume de fluxo que sai de um aquífero por unidade de tempo. Essas definições são consistentes porque ambas descrevem volume de fluxo por unidade de tempo.) A vazão fluvial é medida em metros cúbicos por segundo ($m^3/s$). A vazão em pequenos rios pode variar desde cerca de 0,25 a 300 $m^3/s$. A vazão de um rio de porte médio bastante estudado na Suécia, o Klarälven, varia de 500 $m^3/s$, no nível baixo, até 1.320 $m^3/s$, no nível alto da água. A descarga do rio Mississippi pode variar desde escassos 1.400 $m^3/s$, no nível baixo, até mais de 57.000 $m^3/s$, durante as cheias.

A vazão coincide com a recarga em qualquer local onde a precipitação ou a descarga de água subterrânea contribua com o rio. Quando a recarga é menor do que a descarga, como durante uma seca, os níveis fluviais podem cair drasticamente. Quando a recarga é maior do que a descarga, os níveis fluviais subirão, e ocorrerão enchentes se o desequilíbrio entre descarga e recarga tornar-se grande demais.

Para calcular a vazão, multiplicamos a área da seção transversal (a largura multiplicada pela profundidade da parte do canal ocupada pela água) pela velocidade do fluxo (distância percorrida por segundo):

$$\begin{pmatrix}\text{vazão} \\ \text{largura} \times \text{profundidade}\end{pmatrix} = \begin{pmatrix}\text{seção transversal} \\ \times \text{ velocidade} \\ \begin{pmatrix}\text{distância percorrida} \\ \text{por segundo}\end{pmatrix}\end{pmatrix}$$

A **Figura 18.21** ilustra essa relação. Para que a vazão aumente, a velocidade ou a área da seção transversal, ou ambas, devem aumentar. Considere o aumento da vazão de uma mangueira de jardim ao abrir ainda mais a torneira, resultando no aumento da velocidade da água que sai. A área da seção transversal da mangueira não pode mudar, ao passo que a vazão deve aumentar. Em um rio, quando a vazão em um ponto particular aumenta, tanto a velocidade como a área da seção transversal tendem a aumentar. (A velocidade é também afetada pela declividade do canal e pela rugosidade das margens e do fundo do rio, que podemos negligenciar para os propósitos dessa explicação.) A área da secção transversal aumenta porque o fluxo pode passar a ocupar maior área e profundidade do canal.

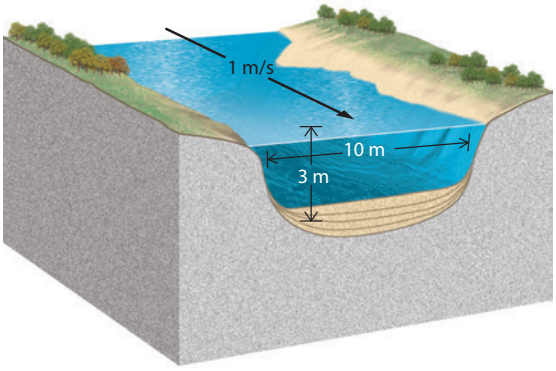
A vazão da maioria dos rios aumenta a jusante à medida que mais água flui dos tributários. O aumento da vazão significa que a largura, a profundidade ou a velocidade também devem aumentar. A velocidade não aumenta a jusante na mesma medida do aumento da vazão, como poderíamos esperar, porque a declividade ao longo do curso inferior de um rio diminui (a diminuição na declividade reduz a velocidade). Quando a vazão não aumenta significativamente a jusante, e a declividade diminui muito, um rio fluirá mais lentamente.

## As inundações

A **inundação** é um caso extremo do aumento da vazão que resulta de um pequeno período de desequilíbrio entre a entrada e a saída de água. À medida que a vazão aumenta, a velocidade do fluxo também sobe, e a água gradualmente preenche todo o canal. Com o aumento continuado da vazão, o rio atinge o *estágio de inundação* (o ponto em que a água extravasa sobre as margens).

Alguns rios extravasam sobre as margens quase todos os anos quando a neve derrete ou as chuvas chegam; outros, em intervalos irregulares. Algumas inundações trazem níveis da água muito altos, que inundam a planície de inundação durante vários dias. No outro extremo, estão as inundações menores que, logo ao extravasar o canal, já recuam. As inundações pequenas são mais frequentes, ocorrendo, em média, a cada 2 ou 3 anos. As

Um rio com uma área de secção transversal pequena e uma velocidade baixa tem uma vazão menor (vazão = 3 m × 10 m = 30 $m^2$ × 1 m/s = 30 $m^3/s$)…




… que a de um rio que tenha uma secção transversal com maior área e uma velocidade maior, resultando em uma vazão maior (9 m × 10 m = 90 $m^2$ × 2 m/s = 180 $m^3/s$).

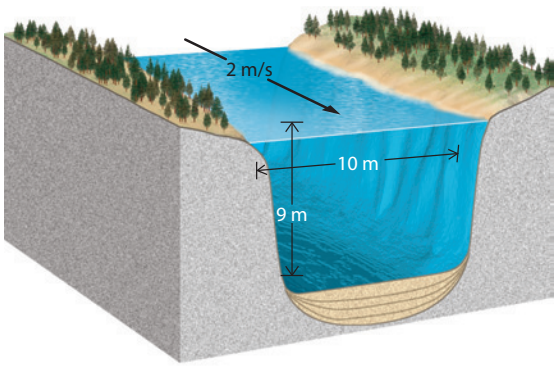



**FIGURA 18.21** ■ A vazão depende da velocidade e da área da seção transversal. [Dados de T. Dunne and L. B. Leopold, *Water in Environmental Planning*. San Francisco: W. H. Freeman, 1978]

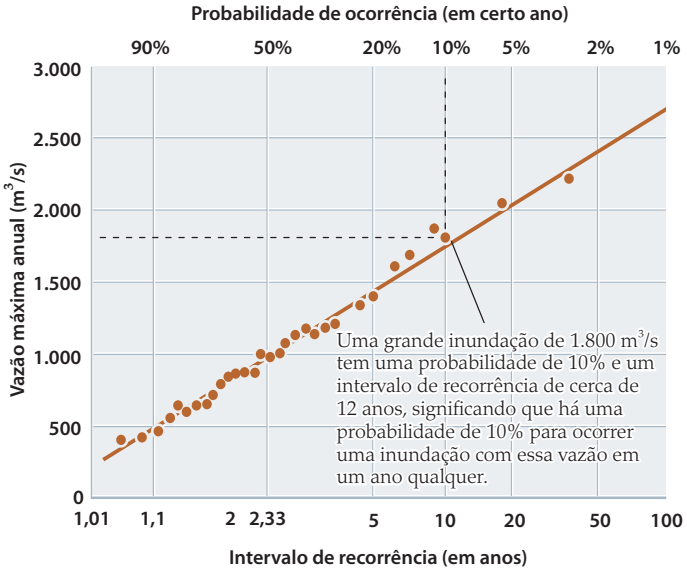



**FIGURA 18.22** ■ A curva de frequência de inundações para o rio Skykomish, em Barra do Ouro, Washington (EUA). Esta curva prevê a probabilidade de que uma inundação de determinada vazão ocorra em um ano específico. [Fonte: T. Dunne and L. B. Leopold, *Water in Environmental Planning*. San Francisco: W. H. Freeman, 1978]

grandes inundações são, em geral, menos frequentes, ocorrendo, comumente, a cada 10, 20 ou 30 anos.

Ninguém pode saber exatamente o tamanho – seja do nível da água ou da descarga – que uma inundação poderá ter em um ano qualquer, de modo que as previsões são estabelecidas em termos de *probabilidades*, e não de certezas. Para um dado rio, um geólogo pode estipular que há uma probabilidade de 20% de que uma inundação com certa descarga – digamos, de 1.500 $m^3/s$ – venha a ocorrer em um determinado ano. Essa probabilidade corresponde a um intervalo médio de tempo – nesse caso, a 5 anos (1 em 5 = 20%) – em que esperamos a ocorrência de duas inundações com uma vazão de 1.500 $m^3/s$. Referimo-nos a uma inundação com essa vazão como sendo um evento de cinco anos. Uma inundação de maior magnitude – digamos, 2.600 $m^3/s$ –, nesse mesmo rio, comumente ocorre a cada 50 anos, a qual, por sua vez, seria chamada de uma inundação de 50 anos. Assim como ocorre com os terremotos, as inundações de maiores proporções têm intervalos de recorrência mais longos. Um gráfico das probabilidades anuais e intervalos de recorrência para uma variação das vazões de um rio é conhecido como *curva de frequência de inundações*.

O intervalo de recorrência de inundações de diferentes vazões depende de três fatores:

1. O clima da região
2. A largura da planície de inundação
3. O tamanho do canal

Em um clima seco, por exemplo, o intervalo de recorrência de uma inundação de 2.600 $m^3/s$ pode ser muito maior que o de um rio similar em uma área que tem chuvas intermitentes. Por essa razão, curvas de frequência de inundações dos rios principais são necessárias, se as cidades ao longo desses rios tiverem que ser preparadas para enfrentar inundações. Uma curva de frequência de inundações para um rio – o Skykomish, no Estado de Washington (EUA) – é mostrado na **Figura 18.22**.

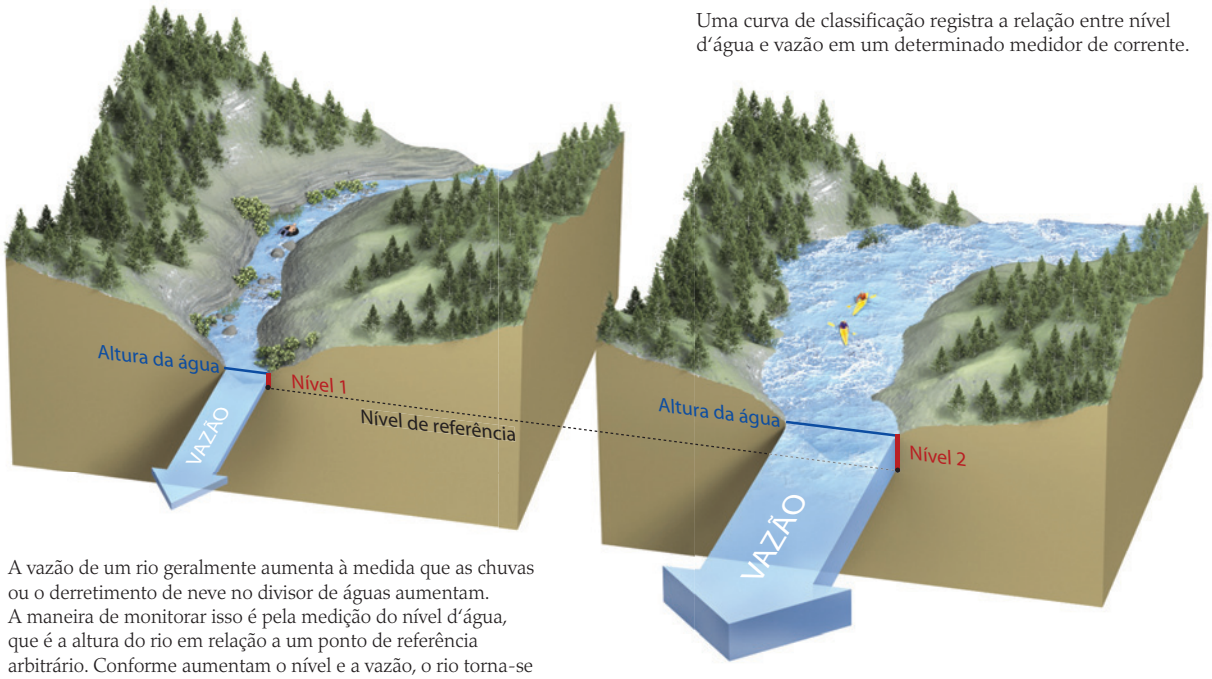
A predição das inundações fluviais e da altura de seus níveis tornou-se muito mais confiável, à medida que medições automáticas da chuva precipitada e da elevação do nível da água dos rios, combinadas com novos modelos computadorizados, passaram a ser usadas. Os geólogos agora podem prognosticar subidas e descidas do nível dos rios com muitos meses de antecedência, podendo emitir avisos de inundação poucos dias antes. Essa informação também é útil para muitos outros propósitos, de gestão de recursos hídricos ao planejamento de passeios recreativos de barco (ver Geologia na Prática).

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Podemos remar hoje? Usando dados de medição de fluxo de corrente de rios para planejar um passeio de barco seguro e agradável

Como os geólogos medem e registram o fluxo de água nos cursos d'água e rios? Nos Estados Unidos, a U.S. Geological Survey (USGS) monitora informações sobre o fluxo de água há mais de 100 anos. A USGS utiliza *medidores de corrente* para mensurar e registrar a altura da superfície da água em intervalos repetidos (por hora, dia, semana ou período mais longo). Em 2001, ela operou e manteve mais de 700 medidores em rios e cursos d'água em nível nacional. Os geólogos usam dados de medição da USGS para gerenciar os recursos hídricos da nação de uma série de formas: prever inundações e secas; gerenciar e operar represas e reservatórios artificiais; e proteger a qualidade da água, entre outras.

A disponibilidade imediata desses dados também pode proporcionar passeios mais seguros e prazerosos para pescadores amadores, praticantes de caiaque, cano-




A vazão de um rio geralmente aumenta à medida que as chuvas ou o derretimento de neve no divisor de águas aumentam. A maneira de monitorar isso é pela medição do nível d'água, que é a altura do rio em relação a um ponto de referência arbitrário. Conforme aumentam o nível e a vazão, o rio torna-se cada vez mais turbulento e potencialmente perigoso.

agem e *rafting*. Muitos medidores mantidos pela USGS transmitem dados praticamente em tempo real através de uma rede de satélite ou telefônica diretamente para um *site* da Internet. Os dados dos medidores são atualizados a intervalos de quatro horas ou menos e estão disponíveis ao público em http://water.usgs.gov.

A verificação desses dados antes de um passeio no rio pode evitar frustrações e perda de tempo associadas a um deslocamento longo até o local preferido e a descoberta de que a água está baixa ou rápida demais para a navegação. Por outro lado, os praticantes podem estar dispostos a percorrer um caminho mais longo para um passeio, quando sabem que as condições de fluxo em seu rio preferido estão excelentes. Os dados da USGS permitem às pessoas combinar as condições da água com suas próprias habilidades.

Os medidores de corrente registram a altura da superfície da água, geralmente chamada de *nível d'água*. Porém, o uso apenas do nível d'água pode ser enganoso. "Nível" refere-se à elevação da superfície da água acima de um ponto de referência fixo próximo ao medidor e pode não corresponder diretamente à profundidade da água. Nunca presuma que a leitura do nível d'água seja equivalente à distância entre a superfície da água e o leito do rio. A vazão é um indicador mais confiável das condições que os amantes de rios encontrarão.

Conforme discutido no texto do capítulo, a vazão de um rio é determinada pela medida da área transversal (largura × profundidade) e da velocidade do fluxo. A profundidade do rio abaixo do ponto de referência fixo e sua largura em cada medidor de corrente são conhecidas, então se pode estimar a vazão se soubermos a velocidade e o nível d'água.

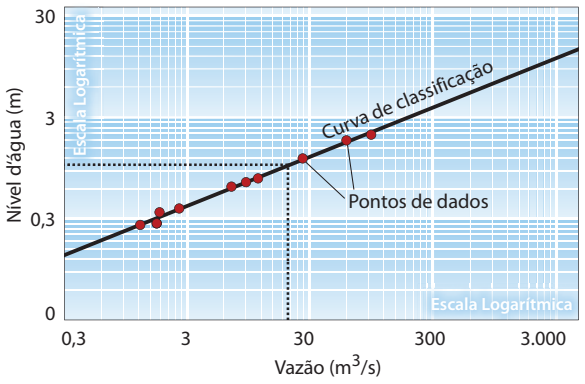
Uma curva de classificação registra a relação entre nível d'água e vazão em um determinado medidor de corrente.

Os valores de descarga de cada medição podem ser representados em gráfico em função do nível registrado ao mesmo tempo para desenvolver uma curva de classificação para cada medidor. Os praticantes podem encontrar a leitura do medidor para sua corredeira preferida e depois ler a curva de classificação para obter uma estimativa da vazão.

Suponha que você consulte o *site* da USGS e veja que a leitura mais recente do medidor para o rio escolhido é de 0,9 m.

- Encontre 0,9 m no eixo vertical do gráfico a seguir e faça a leitura da curva de classificação.
- A seguir, encontre a vazão em um estágio de 0,9 m: 15 metros cúbicos por segundo (CFS).

À medida que a vazão aumenta em um determinado local, o rio torna-se cada vez mais desafiador e, por



fim, perigoso para a prática de esportes. O valor da vazão que indicará a adoção de cuidados extras pode ser conhecido apenas por experiência com o trecho do rio que será usado. Os praticantes podem tomar notas ou manter um diário sobre as condições que encontram em diversas vazões em um determinado trecho para aprender mais sobre o rio e planejar viagens futuras.

Dados de medição de corrente e de vazão disponíveis no *site* da USGS também possibilitam a projeção das condições prováveis no rio por diversos dias. Por exemplo, pescadores amadores podem estar interessados em saber quando será seguro atravessar o rio à medida que os fluxos diminuem após uma tempestade intensa ou derretimento de neve. Pela monitoração de hidrográficos (gráficos de vazão *versus* tempo) praticamente em tempo real, quem tiver interesse em fluxos fluviais pode acompanhar as condições em constante mudança para determinar quando a água está ideal para a prática de seu esporte e se está de acordo seu nível de habilidade.

***PROBLEMA EXTRA:*** Tente fazer a leitura da curva de classificação sozinho. Qual é a vazão que corresponde a um nível de 3 m? E a um nível de 9 m?

## Perfis longitudinais

Já abordamos que há um equilíbrio do fluxo fluvial em qualquer localidade em termos de entradas e saídas, o qual se torna temporariamente desajustado durante as inundações. Os estudos das mudanças na vazão, na velocidade, nas dimensões do canal e no relevo ao longo de todo o comprimento de um rio, desde as cabeceiras até sua foz, revelam um equilíbrio de grande proporção e longo intervalo de tempo. Um rio está em equilíbrio dinâmico entre a erosão de seu leito e a sedimentação no canal e na planície de inundação em toda a sua extensão. Esse equilíbrio é controlado por vários fatores:

1. Relevo (incluindo declividade)
2. Clima
3. Fluxo da corrente (incluindo tanto a vazão como a velocidade)
4. A resistência da rocha ao intemperismo e à erosão
5. Carga sedimentar

Uma combinação particular de fatores – como altitudes elevadas, clima úmido, vazão e velocidade altas, rochas duras e carga sedimentar baixa – poderia fazer com que um rio erodisse o substrato rochoso de um vale íngreme e carregasse todo o sedimento derivado dessa erosão. A jusante, onde as altitudes são menores e o rio pode fluir sobre sedimentos erodíveis, ele pode depositar sedimentos nas barras e na planície de inundação, resultando na elevação do leito do rio pela sedimentação.

Descrevemos o **perfil longitudinal** de um rio, das cabeceiras até a foz, plotando as altitudes do seu leito em relação às distâncias desde as nascentes. A **Figura 18.23** representa a declividade dos rios Platte e South Platte, desde as cabeceiras deste último, na região central do Colorado (EUA), até a foz do primeiro, onde entra no rio Missouri, em Nebraska. Todos os rios, desde os pequenos riachos até os grandes rios propriamente ditos, mostram o mesmo perfil geral com concavidade para cima, partindo de uma declividade significativamente alta próxima à zona das cabeceiras, que se torna baixa, quase plana, próximo à foz.

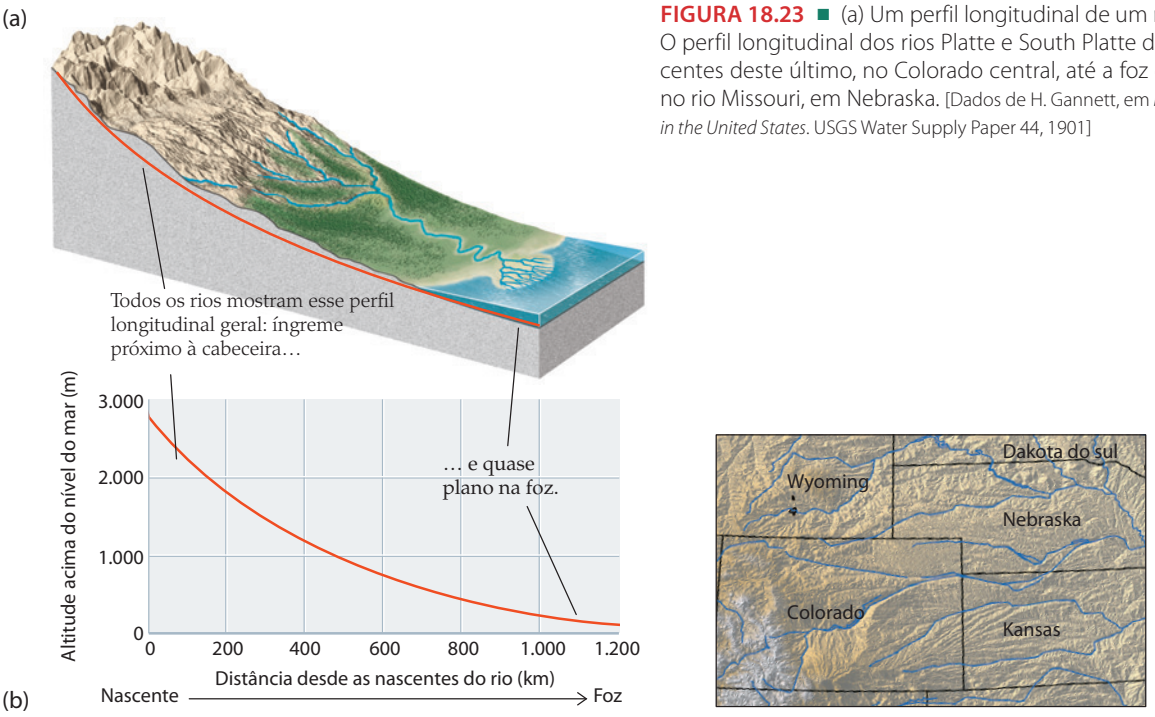



**FIGURA 18.23** ■ (a) Um perfil longitudinal de um rio típico. (b) O perfil longitudinal dos rios Platte e South Platte desde as nascentes deste último, no Colorado central, até a foz do primeiro, no rio Missouri, em Nebraska. [Dados de H. Gannett, em *Profiles of Rivers in the United States*. USGS Water Supply Paper 44, 1901]

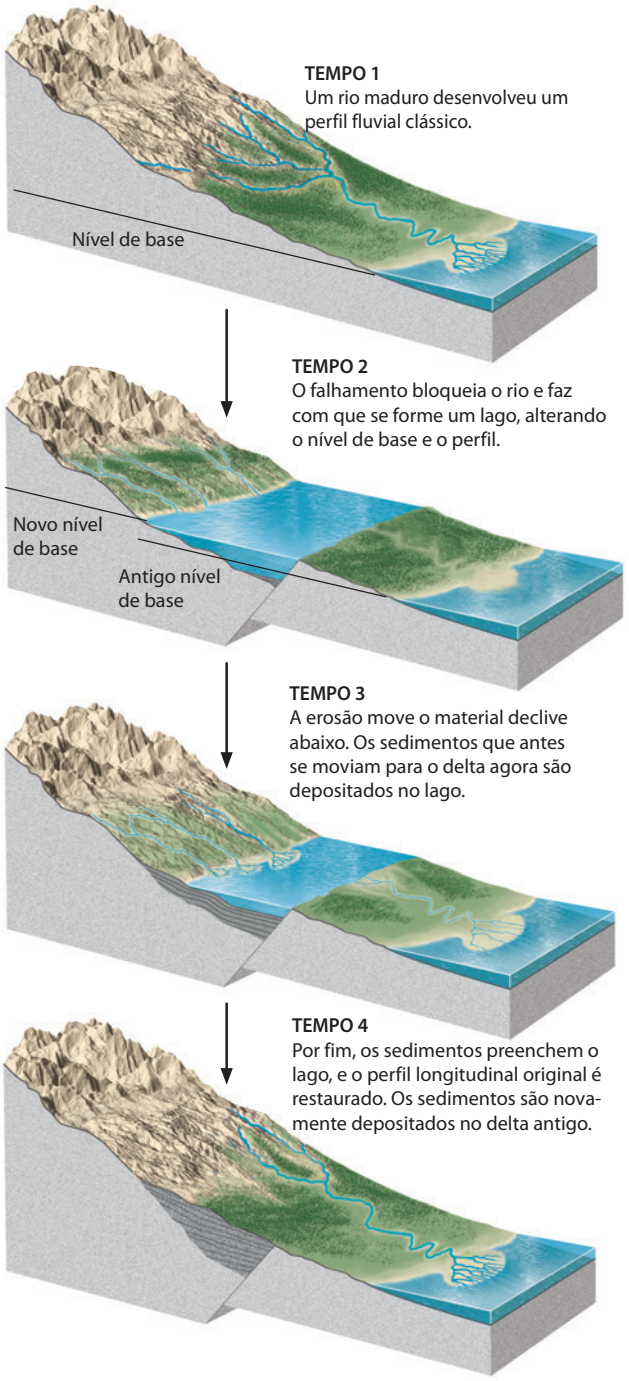



**FIGURA 18.24** ■ O nível de base de um rio controla o segmento final inferior de seu perfil longitudinal. Se o nível de base de um rio for alterado, o perfil longitudinal ajusta-se ao novo nível de base ao longo do tempo.

Por que todos os rios seguem esse mesmo perfil? A resposta reside na combinação dos fatores que controlam a erosão e a sedimentação. Todos os rios correm morro abaixo desde suas nascentes até suas desembocaduras. A erosão é maior nas partes mais altas do curso do rio do que nas partes mais baixas, pois as declividades são maiores e as velocidades dos fluxos podem ser muito altas, o que exerce uma importante influência na erosão do substrato rochoso (como veremos no Capítulo 22). No curso inferior de um rio, onde ele carrega sedimentos derivados da erosão do curso superior, a sedimentação torna-se mais significativa. As diferenças no relevo e outros fatores listados anteriormente podem tornar o perfil longitudinal mais íngreme ou suave nos cursos superior e inferior de um rio, mas a forma geral permanece com a concavidade para cima.

**NÍVEIS DE BASE** O perfil longitudinal é controlado no seu segmento final inferior pelo **nível de base** do rio, a elevação na qual ele termina desembocando em um grande corpo de água parada, como um lago ou oceano, ou em outro rio. Os rios não podem entalhar abaixo do nível de base, pois ele é a "base do morro" – o limite inferior do perfil longitudinal.

Quando os processos tectônicos alteram o nível de base, isso afeta o perfil longitudinal de forma previsível. Se o nível de base regional subir – talvez devido a um falhamento –, o perfil mostrará os efeitos da sedimentação, à medida que o rio formar novos depósitos de canal e de planície de inundação para alcançar essa nova elevação, mais alta que a do nível anterior (**Figura 18.24**).

Ao se represar artificialmente um rio, pode ser criado um novo nível de base local, com efeitos similares no perfil longitudinal (**Figura 18.25**). A declividade do rio a montante da represa diminui, pois o novo nível de base local aplaina artificialmente o perfil do rio na região do reservatório formado atrás do dique. A suavização da declividade reduz a velocidade do rio, diminuindo sua capacidade de transportar sedimentos. O rio deposita parte do sedimento no leito, o que faz a concavidade diminuir um pouco em relação ao que era antes de o dique ser construído. A jusante do dique, o rio, agora carregando muito menos sedimentos, ajusta seu perfil para as novas condições e tipicamente erode seu canal na seção exatamente abaixo da barragem.

Esse tipo de erosão afetou seriamente as barras arenosas e as praias do Parque Nacional do Grand Canyon, situadas a jusante da Barragem do Cânion Glen. A erosão ameaça os hábitats dos animais e os sítios arqueológicos, bem como as praias utilizadas para recreação. Especialistas em rios calcularam que, se a vazão durante as cheias fosse aumentada em certa quantidade, seria depositada areia suficiente para prevenir a perda pela erosão. Esse cálculo foi confirmado por um grande experimento no qual uma cheia controlada foi simulada na Barragem do Cânion Glen, em 1996. À medida que as comportas da barragem foram abertas, cerca de 38 milhões de metros cúbicos de água espalharam-se no cânion em uma taxa tão rápida que poderia encher os cem andares do edifício Willis Tower[13], de Chicago. em apenas 17 minutos. Esse experimento mostrou que as áreas erodidas poderiam ser recuperadas pela sedimentação durante as cheias.

A descida do nível do mar também altera o nível de base regional e o perfil longitudinal dos rios. O nível de

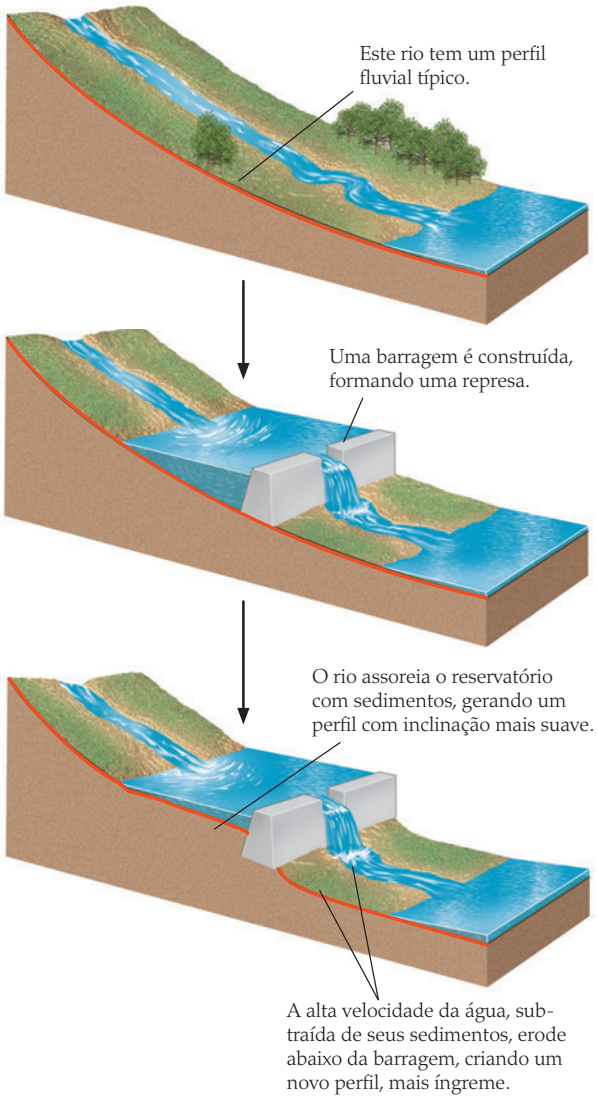



**FIGURA 18.25** ■ Uma mudança no nível de base de um rio, causada pela atividade humana, como a construção de uma barragem, altera o perfil longitudinal do rio.

base regional de todos os rios que desembocam no oceano é rebaixado e seus vales são entalhados nos depósitos fluviais anteriores. Quando a descida do nível do mar é grande, a exemplo do último período glacial, os rios erodem vales incisos nas planícies costeiras e plataformas continentais.

**RIOS EM EQUILÍBRIO** Passado um período de alguns anos, o perfil de um rio torna-se estável à medida que gradualmente preenche os pontos baixos e erode os altos, produzindo, desse modo, uma curva suave que representa o equilíbrio entre a erosão e a sedimentação. Esse equilíbrio é governado não somente pelo nível de base do rio, mas também pelo soerguimento de suas nascentes e por todos os outros fatores que controlam o equilíbrio dinâmico do rio. Ao atingir o perfil de equilíbrio, o rio é um **rio em equilíbrio** – aquele em que a declividade, a velocidade e a descarga combinam-se para transportar sua carga sedimentar sem que haja erosão nem sedimentação no rio ou em sua planície de inundação. Se as condições que produzem um determinado perfil de equilíbrio fluvial mudarem, o perfil do rio mudará para atingir o novo equilíbrio. Tais mudanças podem incluir padrões deposicionais e erosivos e alterações na forma do canal.

Em lugares onde o nível de base regional é constante ao longo do tempo geológico, o perfil longitudinal representa o equilíbrio entre o soerguimento tectônico e a erosão, de um lado, e o transporte e a deposição, de outro; em outras palavras, o rio está em equilíbrio. Se o soerguimento é dominante, tipicamente no curso superior de um rio, o perfil será íngreme e expressará o predomínio da erosão e do transporte. À medida que o soerguimento diminui e a região das cabeceiras é erodida, o perfil vai sendo rebaixado.

**O EFEITO DO CLIMA** O clima também afeta fortemente o perfil longitudinal, primeiramente por meio da influência da temperatura e da precipitação no intemperismo e na erosão (ver Capítulo 16). Temperaturas quentes e precipitações altas promovem o intemperismo e a erosão dos solos e das vertentes das elevações e, assim, aumentam o transporte sedimentar pelos rios. A precipitação alta também leva a uma maior vazão fluvial, que resulta em mais erosão do leito do rio. Uma análise do transporte sedimentar em toda a extensão dos Estados Unidos fornece evidências de que uma mudança climática global ao longo dos últimos 50 anos é responsável por um aumento geral do escoamento fluvial. O acúmulo a curto prazo de sedimentos ou de erosão pode ser o resultado de mudanças climáticas, principalmente de variações na temperatura.

**LEQUES ALUVIAIS** Os processos da tectônica de placas podem forçar mudanças no perfil longitudinal de um rio de várias maneiras. Um lugar onde um rio deve ajustar-se rapidamente à variação das condições é no *sopé das montanhas*, onde uma cordilheira subitamente encontra planícies com declividade suave. Aí, os rios saem dos estreitos vales montanos e entram em vales abertos, relativamente planos, nas altitudes mais baixas. Em sopés montanhosos bem definidos, tipicamente na frente de escarpas de falhas íngremes, os rios descarregam grande quantidade de sedimentos na forma de cones – ou com a forma de acumulações em leques, chamadas de **leques aluviais** (**Figura 18.26**). Essa deposição resulta da súbita diminuição da velocidade que ocorre quando o canal alarga-se abruptamente. Em menor grau, a diminuição da declividade abaixo da escarpa também diminui a velocidade do rio. A superfície do leque aluvial tem, tipicamente, uma forma côncava para cima, que conecta um perfil montano mais íngreme com o outro perfil mais suave do vale. Materiais grossos, desde matacões até areia, dominam nos declives íngremes mais superiores do leque. Nas partes mais baixas a jusante, areias finas, siltes e lamas são depositados. Os leques de muitos rios adjacentes, ao longo do sopé montanhoso, podem coalescer, formando uma longa

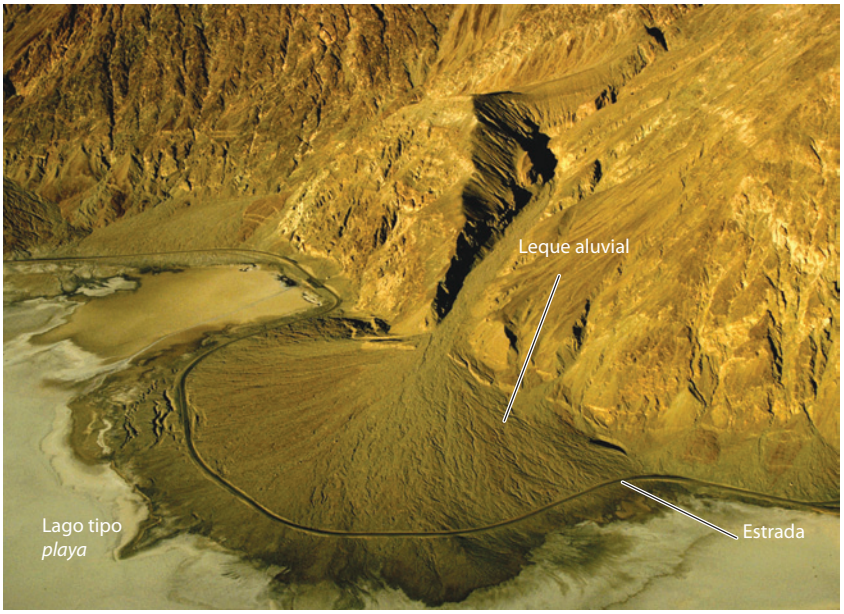



**FIGURA 18.26** ■ Um leque aluvial (Tucki Wash) no Vale da Morte, na Califórnia (EUA). Os leques aluviais são grandes acumulações de sedimentos, com formas cônicas ou em leque, depositadas quando a velocidade do rio diminui, como no sopé de uma montanha. [Marli Miller]

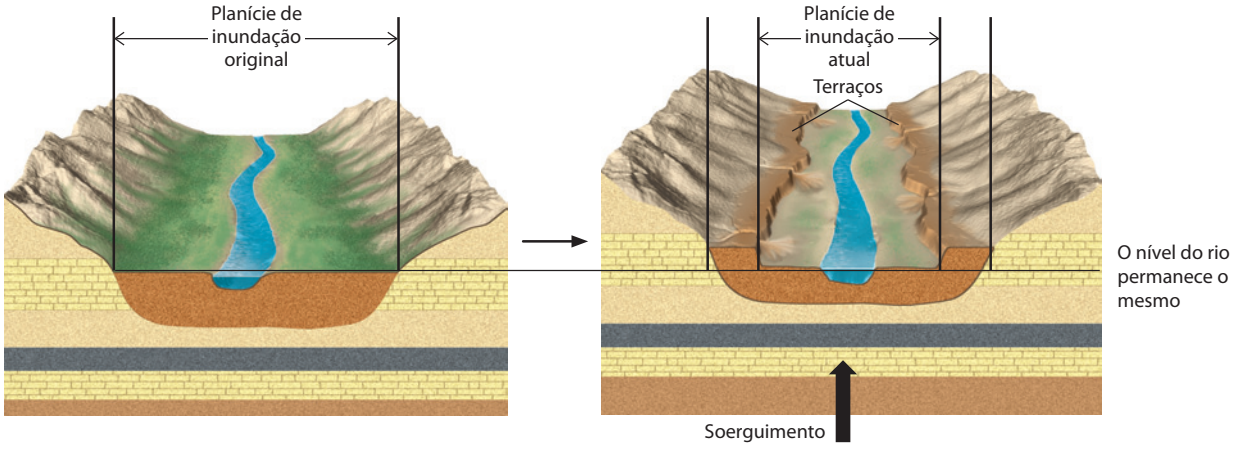



**FIGURA 18.27** ■ Os terraços formam-se quando a superfície do terreno é soerguida, e um rio erode sua própria planície de inundação e estabelece uma nova planície, em um nível inferior. Os terraços são os remanescentes da planície de inundação anterior.

cunha de sedimentos, cuja aparência pode mascarar os limites dos leques individuais que a constituem.

**TERRAÇOS** O soerguimento tectônico pode resultar em superfícies planas e escalonadas que acompanham a linha do rio acima da planície de inundação. Esses **terraços** marcam as planícies de inundação anteriores, que existiram em um nível de base mais elevado antes do soerguimento regional, ou antes de um aumento da vazão que levou o rio a erodir a planície de inundação anterior. Os terraços são constituídos por depósitos da planície de inundação e frequentemente encontram-se dispostos em pares, um de cada lado do rio, em um mesmo nível (**Figura 18.27**). A formação dos terraços inicia-se quando um rio cria uma planície de inundação. O rápido soerguimento muda, então, o perfil de equilíbrio do rio, levando-o a entalhar mais profundamente a própria planície de inundação. Ao longo do tempo, o rio restabelece um novo equilíbrio, em um nível inferior. Ele pode, então, construir outra planície de inundação, a qual também será soerguida e entalhada, para formar outro par de terraços mais baixos.

## Lagos

Os lagos são acidentes do perfil longitudinal, como podemos facilmente observar quando um reservatório se forma atrás de uma barragem (ver Figura 18.25). Os lagos

formam-se onde quer que o fluxo de um rio seja obstruído. Os lagos variam desde reservatórios de apenas 100 m de um lado ao outro, até o maior e mais profundo lago do mundo, o Lago Baikal[14], no sudoeste da Sibéria (Rússia). Esse lago tem aproximadamente 20% da quantidade total de água doce dos rios e lagos do mundo. Ele está localizado em uma zona de rifte continental, um cenário na placa tectônica típico para lagos. O represamento que acontece em um vale em rifte resulta do falhamento que bloqueia a saída normal da água (ver Figura 18.24). Os rios podem facilmente afluir para um vale em rifte, mas não podem fluir para fora dele, a não ser que a água o preencha em um nível suficiente para permitir o seu escoamento. Da mesma forma, no norte dos Estados Unidos e do Canadá, existem muitos lagos, devido ao gelo glacial e aos detritos sedimentares glaciários que interromperam a drenagem normal. Cedo ou tarde, se as condições tectônicas e climáticas permanecerem estáveis, tais lagos serão drenados quando se formarem novos escoadouros e o perfil longitudinal tornar-se suave.

Pelo fato de os lagos serem bem menores que os oceanos, é mais provável que sua água seja afetada pela poluição. As indústrias químicas e outras poluíram o Lago Baikal, e, na América do Norte, o Lago Erie[15] foi muito poluído durante vários anos, embora tenha havido alguma melhora mais recentemente.

## *Projeto no Google Earth*

Esta imagem mostra a escala continental do rio Mississippi, desde seu ponto de origem (Fort Benton) até onde deságua no Golfo do México, perto de Nova Orleans.

A água, um dos agentes mais prolíficos de intemperismo e transporte, está constantemente movendo material de um local para outro. O Google Earth é uma ferramenta ideal para interpretar e avaliar esse processo singularmente superficial. Grandes rios, como o Mississippi, ilustram com que eficiência os sistemas fluviais podem agrupar sedimentos de regiões montanhosas de um continente (uma área-fonte) e transportá-los para o oceano, onde os deltas se formam (uma área de bacia deposicional). Que tipos de padrões de drenagem e canal você encontra na bacia hidrográfica do Mississippi? Como a encosta do canal fluvial se altera à medida que nos movemos a jusante? Essas questões e muitas outras podem ser exploradas usando a interface do Google Earth.

**LOCALIZAÇÃO** Bacia hidrográfica do Missouri-Mississippi, Estados Unidos.

**OBJETIVO** Entender o transporte de sedimentos da fonte à bacia deposicional por sistemas fluviais; observar rios meandrantes com barras de pontal, margens externas erodidas e lagos em crescente.

**REFERÊNCIA** Figura 18.20

1. Digite "Ft. Benton, Montana, Estados Unidos" na janela de busca do Google Earth. Assim que chegar lá, use o *zoom* e vá para uma altitude de 35 km. Você estará vendo o rio Missouri, o maior tributário do rio Mississippi. Examine o trecho de rio que flui do sudoeste para o nordeste através da cidade e descreva o padrão do canal visto.
   *a.* distributário
   *b.* entrelaçado
   *c.* meandrante
   *d.* artificialmente retificado

2. Usando o cursor, determine a mudança de altitude do canal do rio Missouri ao longo dos 525 km entre Fort Benton, Montana e Williston, Dakota do Norte. Agora compare esse valor com a mudança de elevação do canal do rio Mississippi pela mesma distância entre Memphis, Tennessee, e Baton Rouge, Louisiana, ao sul. Qual relação é mais exata?
   *a.* A encosta do rio Missouri é mais íngreme do que a do rio Mississippi.
   *b.* A encosta do rio Mississippi é mais íngreme do que a do rio Missouri.
   *c.* As encostas dos dois rios são praticamente iguais.
   *d.* As encostas dos rios não podem ser comparadas com as informações dadas.

3. De uma altitude de aproximadamente 500 km, acompanhe o rio Mississippi ao sul de sua origem no Lago Itasca, Minnesota. O rio Mississippi foi usado para denotar os limites ao longo de partes dos Estados de Wisconsin, Iowa, Illinois, Missouri, Kentucky, Arkansas, Tennessee e Mississippi. Observe que, com a camada "Limites e Marcadores" ativada, é possível comparar as localizações das linhas estaduais (determinadas pela localização original pesquisada do canal fluvial) com a localização do rio moderno. Como o rio mudou ao longo do tempo? (*Dica*: Veja a Figura 18.3. Também pode-se ver padrões de canais em mudança com a função de tempo do Google Earth.)
   *a.* O canal fluvial retificou seu curso em todas as localizações.
   *b.* O rio encurtou seu trajeto pelo alargamento do canal.
   *c.* O canal fluvial tornou-se mais sinuoso em todo seu comprimento.
   *d.* O rio cortou meandros em alguns locais e os alongou em outros.

4. Com base em sua análise das características do rio em cada uma das localizações abaixo, qual das seguintes cidades parece ser mais vulnerável a enchentes sazonais pelo rio Mississippi? (*Dica*: Procure evidências de diques e da proximidade do canal em relação à cada cidade.)
   *a.* Cairo, Illinois
   *b.* Biloxi, Mississippi
   *c.* St. Louis, Missouri
   *d.* Memphis, Tennessee

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Usando a janela de busca do Google Earth, navegue para Nova Orleans, Louisiana. Altere o *zoom* para uma altitude de 310 km para avaliar a relação próxima entre a cidade e o delta do Mississippi. Agora aproxime o *zoom* para o próprio delta e observe a deposição de sedimentos do canal do rio Mississippi no Golfo do México. Por que o sedimento é depositado nesta determinada localidade, e por que em quantidades tão grandes?
   *a.* Os furacões que se originam no Golfo do México levam sedimentos da Flórida até Louisiana.
   *b.* O rio Mississippi encontra o oceano aqui, então a corrente do rio desacelera, e essa diminuição da velocidade da corrente faz com que os sedimentos caiam e sejam depositados.
   *c.* O Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos jogou todo o sedimento aqui quando dragou o rio Mississippi.
   *d.* Os sedimentos foram dispersados dos Apalaches quando estes foram soerguidos no Período Cretáceo.

## RESUMO

***Como os vales fluviais e seus canais e as planícies de inundação evoluem?*** À medida que um rio flui, ele entalha um vale e constroi uma planície de inundação em cada lado de seu canal. O vale pode ter paredes de declive íngreme a suave. O canal pode ser reto, meandrante ou entrelaçado. Durante os períodos normais, de vazante, o canal de um rio carrega o fluxo de água e sedimentos. Durante as enchentes, a água sobrecarregada de sedimento transborda as margens do canal e alaga a planície de inundação. A velocidade da água da enchente diminui à medida que se espalha sobre a planície. A água deposita os sedimentos, que formam diques naturais e depósitos da planície de inundação.

***De que forma as redes de drenagem trabalham como sistemas de coleta, e os deltas, como sistemas de distribuição de água e sedimento?*** Os rios e seus tributários constituem uma rede de drenagem ramificada a montante, que coleta água e sedimentos que escoam em uma bacia hidrográfica específica. Cada bacia é separada de suas vizinhas por um divisor de águas. As redes de drenagem mostram vários padrões de ramificação – dendrítico, retangular, em treliça e radial. Quando entra em um lago ou oceano, o rio pode depositar seus sedimentos para formar um delta. No delta, o rio tende a ramificar-se a jusante em canais distributários, que depositam sua carga sedimentar em pacotes de camadas de topo, frontais e basais. Os deltas são modificados ou estão ausentes onde ondas, marés e correntes costeiras são fortes. Os processos da tectônica de placas influenciam a formação do delta pelo soerguimento da bacia hidrográfica e pela subsidência da região deltaica.

***Como a água escoada por um rio erode a rocha dura e transporta e deposita o sedimento?*** Qualquer fluido pode mover-se em fluxo laminar ou turbulento, dependendo de sua velocidade, viscosidade e da geometria do fluxo. Os fluxos de correntes naturais são quase sempre turbulentos. Esses fluxos são responsáveis pelo transporte de sedimentos em suspensão, por rolagem e deslizamento ao longo do leito, e por saltação. A velocidade de decantação mede a velocidade com que as partículas suspensas são depositadas no leito do rio. A água que escoa erode a rocha dura pela abrasão; pelo intemperismo químico; pelo intemperismo físico, à medida que areia, seixos e matacões chocam-se contra a rocha; e pelas ações de arranque e de solapamento causadas pelas correntes. Quando uma corrente transporta grãos de areia por saltação, podem se formar dunas e marcas onduladas com estratificação cruzada no leito do rio.

***Como um perfil longitudinal de um rio representa o equilíbrio entre a erosão e a sedimentação?*** Um rio está em equilíbrio dinâmico entre a erosão e a sedimentação durante todo o tempo. O relevo, o clima, a vazão, a velocidade, a resistência à erosão e a carga sedimentar afetam esse equilíbrio. Um perfil longitudinal de um rio é um gráfico da altitude do seu curso, desde as cabeceiras até o nível de base.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

abrasão (p. 514)
bacia hidrográfica (p. 510)
barra de pontal (ou de meandro) (p. 507)
camada basal (p. 519)
camada de topo (p. 519)
camada frontal (p. 519)
canal (p. 506)
capacidade (p. 517)
carga de fundo (p. 517)
carga de suspensão (p. 516)
competência (p. 517)
curso d'água (p. 506)
delta (p. 519)
dique natural (p. 509)
distributário (p. 519)
divisor de águas (p. 510)
drenagem dendrítica (p. 511)
duna (p. 518)
fluxo laminar (p. 514)
fluxo turbulento (p. 516)
inundação (p. 524)
lago em crescente (p. 507)
leque aluvial (p. 529)
marca ondulada (p. 518)
marmitas (p. 514)
meandro (p. 507)
nível de base (p. 528)
planície de inundação (p. 506)
perfil longitudinal (p. 527)
rede de drenagem (p. 511)
rio (p. 506)
rio antecedente (p. 512)
rio entrelaçado (p. 508)
rio em equilíbrio (p. 529)
rio superimposto (p. 512)
saltação (p. 517)
terraço (p. 530)
tributário (p. 511)
vale (p. 506)
vazão ou descarga (p. 524)
velocidade de decantação (p. 517)

## EXERCÍCIOS

1. Como a velocidade determina se um dado fluxo é laminar ou turbulento?
2. Como o tamanho de uma partícula sedimentar afeta a sua velocidade de decantação no leito de uma corrente de água?

3. Que tipo de estratificação caracteriza uma marca ondulada ou uma duna?
4. Em que se diferenciam os canais fluviais entrelaçados e meandrantes?
5. Por que a planície de inundação tem esse nome?
6. O que é um dique natural e como é formado?
7. O que é a vazão de um rio e como ela varia com a velocidade?
8. Como é definido o perfil longitudinal de um rio?
9. Qual é o tipo de rede de drenagem que se desenvolve mais comumente em rochas sedimentares com acamamento horizontal?
10. O que é um canal distributário?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Por que o fluxo de um rio muito pequeno e raso poderia ser laminar no inverno e turbulento no verão?
2. Descreva e compare a planície de inundação e o vale do um rio acima e abaixo da cachoeira mostrada na Figura 18.13.
3. Você vive em uma cidade situada na curvatura de um meandro de um grande rio. Um engenheiro propôs que sua cidade invista em um novo dique artificial, mais alto, para impedir que a alça do meandro seja cortada pelo canal. Argumente a favor e contra esse investimento.
4. Os engenheiros têm retificado artificialmente certos lugares de um rio meandrante. Se esse rio retificado fosse deixado livre para ajustar seu curso naturalmente, que mudanças você esperaria?
5. Se um aquecimento global produz uma significativa subida do nível do mar à medida que o gelo polar derrete, como os perfis longitudinais dos rios do mundo serão afetados?
6. Nos primeiros anos após a construção de uma barragem, o rio erodiu fortemente seu canal a jusante da mesma. Poderia essa erosão ter sido prevista?
7. Sua cidade natal, localizada em uma planície de inundação fluvial, foi afligida por uma inundação de 50 anos no ano passado. Quais são as chances de que outra inundação dessa magnitude venha a ocorrer no próximo ano?
8. Defina a bacia hidrográfica onde você vive em termos de seus divisores de águas e padrões de drenagem.
9. Que tipo de rede de drenagem pode estar sendo estabelecida no Monte Santa Helena desde sua violenta erupção em 1980?
10. O desfiladeiro Delaware Water está em um vale estreito e escarpado, entalhado em uma crista alta e deformada estruturalmente nos Montes Apalaches. Como ele poderia ter se formado?
11. Um rio principal, que carrega uma pesada carga sedimentar, não tem delta algum onde desembocar no oceano. Quais condições poderiam ser responsáveis pela ausência de um delta?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] De forma contraditória, os mesmos rios que abastecem a cidade também servem como lugar de descarte dos esgotos e efluentes que ela produz, causando enorme impacto ambiental e diminuindo a qualidade da água que os humanos bebem.

[2] A palavra inglesa *stream* corresponde, em português, a "corrente de água" ou "curso d'água", que pode ser um canal grande, no caso de "rio", ou pequeno, no caso de "arroio". Este termo, por sua vez, tem, também, outras designações regionais, como corja, corjão, corjo, córrego (utilizado na região média do São Francisco), igarapé (na Amazônia, inclusive no Mato Grosso), levada, regato, riacho, ribeira, ribeirada, ribeirão, ribeiro, sanga (no Rio Grande do Sul e em Santa Catarina), veia, veio, caudal, corrente, flume, grunado, torrente, uade e valão, além de diversas outras designações nas línguas indígenas.

[3] Também denominado "meandro abandonado".

[4] Na América do Sul, temos Buenos Aires, ao longo do rio de La Plata; Assunção, ao longo do rio Paraguai; Manaus e Belém, ao longo do rio Amazonas; São Paulo, ao longo do Tietê e Pinheiros, entre tantas outras. Também ocorrem cidades ao longo de planícies lacustres, como no caso de Porto Alegre, nas margens do Lago Guaíba.

[5] Esta cidade situa-se nas margens de um afluente do rio Hongshui He.

[6] Esta drenagem também é chamada de *epigênica*.

[7] Também chamada de *erosão regressiva*.

[8] Quando a duna tem seu lado jusante migrando no sentido contrário da corrente, é chamada de antiduna. Isso ocorre sob condições de regime de fluxo superior.

[9] O Amazonas mantém sua influência por longas distâncias mar adentro. Além de depositar imensa quantidade de sedimentos na plataforma, que atinge nessa região sua maior largura na costa brasileira, com cerca de 350 km, entalha no talude um enorme cânion, por onde fluem sedimentos que atingem a planície abissal do Atlântico. Nessa planície, em profundidades de até 4.850 m, forma-se o Cone do Amazonas, uma gigantesca pilha de sedimentos que se projeta adiante, a partir do sopé continental, por mais 700 km.

[10] Em inglês, *topset beds*.

[11] Em inglês, *foreset beds*.

[12] Em inglês, *bottomset beds*.

[13] Antes conhecido como Sears Towers, é o edifício mais alto da América do Norte e o segundo do mundo, com 443 m de altura (520 m com as antenas) e um volume total em torno de 1,17 milhão de metros cúbicos.

[14] O Lago Baikal tem 1.637 m de profundidade e uma área de 31.500 $km^2$.

[15] O Lago Erie situa-se na fronteira entre os Estados Unidos e o Canadá, a sul da cidade de Toronto. No emissário desse lago, que flui para o norte até o Lago Ontário, ocorrem as famosas cataratas do Niágara.

# 19

# Ventos e Desertos

Padrões de vento globais ■ 538
O vento como agente de transporte ■ 539
O vento como agente de erosão ■ 542
O vento como agente de deposição ■ 543
O ambiente desértico ■ 547

Em algum momento de nossas vidas, é possível que já tenhamos quase sido derrubados por um vento forte, caso não tivéssemos inclinado o corpo para frente ou nos agarrado em algo firme. Londres, que raramente tem ventos fortes, experimentou um vendaval em 25 de janeiro de 1990. Ventos soprando a mais de 175 km/h arrancaram os telhados das edificações, derrubaram carretas e tornaram praticamente impossível caminhar nas ruas. Nos desertos, ventos fortes são muito mais comuns e podem uivar por dias a fio. As tempestades de poeira são frequentes, e muitos ventos são fortes o suficiente para soprar grãos de areia no ar, criando tempestades de areia.

Recentemente, a preocupação com a expansão dos desertos da Terra aumentou. As condições no sul da Espanha, por exemplo, tornaram-se tão secas que cada vez mais pessoas estão se perguntando se o Saara saltou o Mar Mediterrâneo e está agora invadindo o sul da Europa. O processo de *desertificação*, em que a terra não desértica é transformada em deserto, tornou-se um dos principais objetos de estudo de cientistas que tentam compreender o sistema do clima terrestre.

O vento é semelhante à água em sua capacidade de erodir, transportar e depositar sedimentos, movendo grandes quantidades de areia e pó[1] sobre vastas regiões de continentes e oceanos. Isso não é uma surpresa, pois as leis gerais da dinâmica de fluidos, que governam os líquidos, também governam os gases. A densidade muito menor do ar torna as correntes de vento menos potentes do que as de água, embora a velocidade dos ventos seja com frequência muito maior do que a das correntes de água. E existem outras diferenças. Ao contrário de um rio, cuja vazão depende da precipitação, o vento trabalha mais efetivamente na ausência de chuva.

As dunas de areia no Deserto da Namíbia, no sudoeste da África, estão entre as mais altas do mundo. [John Grotzinger]

**Neste capítulo, analisaremos o papel da erosão, do transporte e da deposição pelo vento na modelagem da superfície terrestre. Consideraremos de modo especial os desertos, porque muitos dos processos geológicos que modelam esses ambientes áridos estão relacionados com o trabalho do vento. Também estudaremos os elementos que compõem as paisagens desérticas e como tais paisagens estão se espalhando pelo globo.**

## Padrões de vento globais

O *vento* é um fluxo natural do ar que é paralelo à superfície de rotação do planeta. Os gregos antigos chamavam o deus dos ventos de Éolo[2], e os geólogos atuais usam o termo **eólico** para os processos impulsionados pelo vento. Embora os ventos obedeçam a todas as leis do movimento dos fluidos que se aplicam à água em um rio (ver Capítulo 18), existem algumas diferenças. Ao contrário do fluxo da água em canais fluviais, os ventos não costumam estar confinados a limites sólidos, exceto à superfície do solo e a vales estreitos. Os fluxos de ar são livres para espalharem-se em todas as direções, inclusive para o alto da atmosfera.

Os ventos de qualquer localidade variam de velocidade e direção dia após dia. Porém, durante um longo período tendem a seguir uma direção principal, porque a atmosfera terrestre flui em predominantes *cinturões de ventos* globais (**Figura 19.1**). Nas latitudes temperadas, que estão localizadas entre 30 e 60° N e 30 e 60° S, os ventos predominantes vêm do oeste e, por isso, são referidos como *ventos de oeste*. Nos trópicos, que estão entre 30° S e 30° N do equador, os *ventos alísios*[3] sopram do leste.

Esses cinturões de vento surgem porque o Sol aquece a superfície terrestre mais intensamente no equador, onde os raios solares são quase perpendiculares ao terreno. O Sol aquece a Terra menos intensamente em latitudes al-

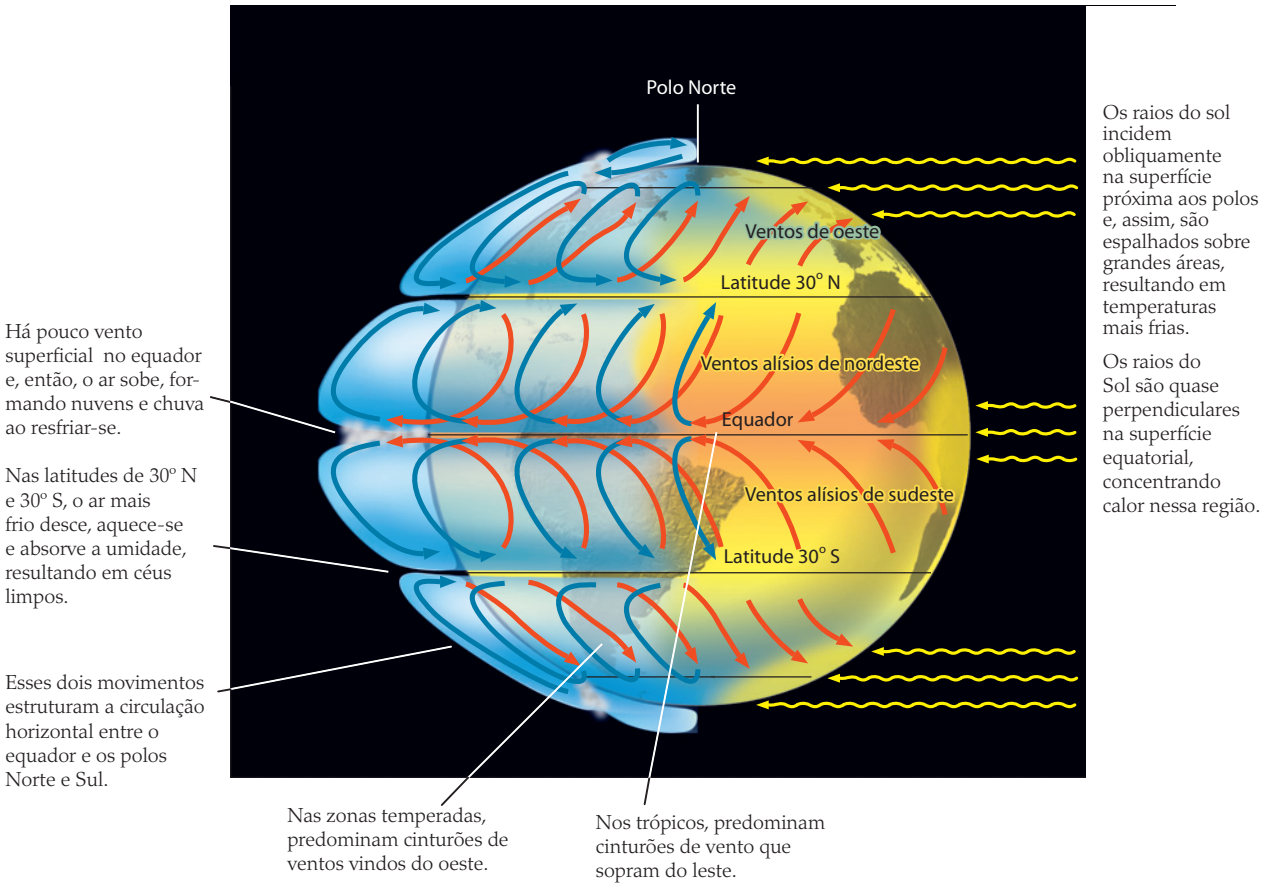



**FIGURA 19.1** ■ A atmosfera da Terra circula em cinturões de ventos predominantes, criados por aquecimento solar variável e pela rotação da Terra.

tas e nos polos, pois aí os raios incidem obliquamente na superfície. O ar quente, que é menos denso que o frio, ascende no equador e segue em direção aos polos, descendo gradualmente à medida que esfria. O ar desce até atingir o nível do solo nos subtrópicos, a aproximadamente 30° S e 30° N, depois flui de volta pela superfície terrestre em direção ao equador para formar os ventos alísios. Esses movimentos de ar definem um padrão global de circulação de ar entre os polos Norte e Sul.

O padrão elementar de circulação do fluxo do ar torna-se complicado pela rotação da Terra, que desvia qualquer corrente de ar ou de água para a direita, no Hemisfério Norte, e para a esquerda, no Hemisfério Sul. Esse efeito sobre o fluxo do ar terrestre é conhecido como *efeito de Coriolis*, cujo nome homenageia seu descobridor. O efeito Coriolis evidencia-se na circulação atmosférica pelo desvio dos fluxos de ar quente e frio, movendo-os tanto para o norte como para o sul em ambos os hemisférios. Por exemplo, quando os ventos superficiais no Hemisfério Norte sopram para o cinturão equatorial quente, em direção ao sul, eles são desviados para a direita (na direção oeste) e, por isso, sopram do nordeste mais do que do norte. Esses são os ventos alísios de nordeste. Os ventos de oeste do Hemisfério Norte são fluxos que inicialmente se moviam para o norte, mas foram desviados para a direita (na direção leste) e, assim, sopram do sudoeste. Próximo ao equador, o movimento do ar é predominantemente para cima, havendo, portanto, pouco vento na superfície.

À medida que o ar sobe no equador, ele esfria e libera sua umidade, causando a nebulosidade e as chuvas abundantes dos trópicos. O ar frio e seco se aquece e absorve umidade à medida que desce em latitudes aproximadas de 30° N e 30° S. Muitos dos maiores desertos do mundo, como o Saara, estão nessas latitudes. À medida que o clima global muda, esses cinturões de ar seco descendente também podem mudar, expandindo e trocando suas margens em alguns locais e contraindo-as em outros. Desta forma, uma região fronteiriça a um deserto – talvez já sofrendo de uma escassez de chuva – pode começar a emergir como um ambiente desértico persistente. Com o tempo, a região pode se tornar parte do deserto.

## O vento como agente de transporte

Temporais e até tempestades de neve[4], ventos fortes acompanhados de intensa precipitação, são mais frequentes em algumas localidades. Em outras, são mais comuns tempestades secas, durante as quais ventos fortes, soprando durante dias a fio, carregam enormes tonelagens de areia e pó. A quantidade de material que o vento pode carregar depende da intensidade do vento, do tamanho das partículas e dos materiais superficiais da área sobre a qual ele sopra.

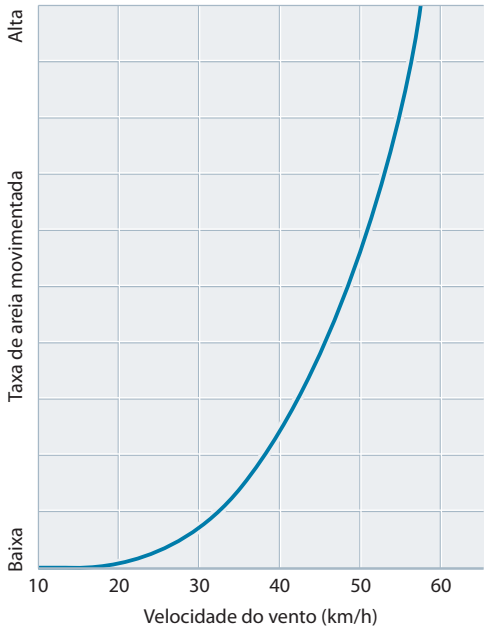



**FIGURA 19.2** ■ A quantidade de areia movimentada diariamente em uma faixa de um metro de largura na superfície de uma duna varia em relação à velocidade do vento. Ventos de alta velocidade soprando durante dias podem mover grandes quantidades de areia. [Fonte: R. A. Bagnold, *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Methuen, 1941]

### A intensidade do vento

A **Figura 19.2** mostra a quantidade de areia que pode ser erodida por ventos de várias velocidades, em uma faixa de um metro de largura, transversalmente, na superfície de uma duna arenosa. Um vento forte de 48 km/h pode mover meia tonelada de areia (equivalente a um volume aproximado de duas malas grandes) dessa pequena superfície em um único dia. Com ventos de alta velocidade, a quantidade de areia que pode ser movida aumenta rapidamente. Não é de se admirar, então, que casas inteiras possam ser soterradas por uma tempestade de areia que persista por vários dias!

### O tamanho da partícula

O vento exerce o mesmo tipo de força sobre as partículas do solo que uma corrente fluvial exerce sobre seu leito. Assim como a água que flui nos rios, os fluxos de ar são quase sempre turbulentos. Como vimos no Capítulo 18, a turbulência depende de três características do fluido: densidade, viscosidade e velocidade. A densidade e a viscosidade extremamente baixas do ar tornam-no turbulento mesmo na velocidade de uma leve brisa. Assim, a turbulência e a arrancada súbita combinam-se para que as partículas fiquem suspensas na corrente de vento, que as carrega em sua trajetória, pelo menos temporariamente.

Mesmo a mais leve brisa carrega o pó, que é a mais fina partícula. O **pó** comumente consiste em partículas com diâmetro menor que 0,01 mm (inclusive silte e argila), mas, com frequência, incluem-se algumas partículas mais grossas. Os ventos moderados podem carregar o pó para alturas de muitos quilômetros, mas somente ventos fortes podem carregar partículas com diâmetro maior que 0,06 mm, como grãos de areia. Brisas moderadas podem rolar e deslizar esses grãos ao longo de um leito arenoso, mas é preciso um vento mais forte para suspendê-los no fluxo do ar. Entretanto, geralmente um vento não pode transportar partículas mais grossas, pois o ar tem baixa viscosidade e densidade. Embora os ventos possam ser muito fortes, somente em raros casos eles podem mover seixos e calhaus da mesma forma que os rios fluindo rápido fazem.

## Condições de superfície

O vento pode transportar areia e pó apenas de materiais superficiais como solo seco, sedimento ou substrato rochoso. O vento não pode erodir e transportar solos úmidos porque eles são muito coesivos. Ele pode carregar os grãos de areia desprendidos pelo intemperismo de um arenito fracamente cimentado, mas não pode erodir os grãos de um granito ou basalto.

## Os materiais carregados pelo vento

À medida que se move, o ar coleta partículas soltas e as transporta por distâncias surpreendentemente longas. Como vimos, a maior parte desse material é pó, embora a areia também possa ser transportada pelo vento.

**POEIRA EÓLICA** O ar tem uma grande capacidade de suspender o pó, formado por fragmentos microscópicos de rochas e minerais de todos os tipos, especialmente silicatos, como poderia ser esperado, dada a sua abundância como minerais formadores de rocha. As duas mais importantes fontes de silicatos constituintes da poeira são as argilas dos solos das planícies secas e a poeira vulcânica das erupções. Os materiais orgânicos, como o pólen e as bactérias, também são componentes comuns da poeira. O pó do carvão vegetal é abundante a jusante dos ventos que passam por florestas incendiadas. Quando encontrado em sedimentos soterrados, é evidência de florestas incendiadas em tempos geológicos passados. Desde o início da Revolução Industrial, temos lançado no ar novos tipos de pó sintético – desde cinzas produzidas pela queima do carvão, até os vários compostos químicos sólidos produzidos pelos processos industriais, pela incineração de resíduos e pela exaustão de motores de veículos.

Em grandes tempestades de poeira, 1 $km^3$ de ar pode carregar nada menos que mil toneladas de pó, equivalendo ao volume de uma pequena casa. Quando uma tempestade dessas cobre centenas de quilômetros quadrados, ela pode carregar mais do que 100 milhões de toneladas de pó e depositá-las em camadas de muitos metros de espessura. (Ver Jornal da Terra 19.1 para uma discussão de tempestades de poeira similares que ocorrem em Marte.) As finas partículas do Saara têm sido encontradas em locais muito distantes, como na Inglaterra, e têm atravessado o Oceano Atlântico até a Flórida (EUA). A cada ano, o vento transporta do Saara para o Oceano Atlântico cerca de 260 milhões de toneladas de material, predominantemente pó. Os cientistas em navios de pesquisa oceanográfica mediram a poeira aerotransportada bem longe da costa e, atualmente, podem observar esse fenômeno diretamente do espaço (**Figura 19.3**). A comparação entre a composição dessa poeira e aquela dos sedimentos do fundo do mar da mesma região indica que a poeira eólica é um importante contribuinte da sedimentação marinha, suprindo-a com bilhões de toneladas a cada ano. Uma grande parte dessa poeira vem de vulcões, e existem camadas só de cinza no assoalho marinho marcando as erupções muito grandes.

A poeira vulcânica é abundante porque a maioria de seus grãos é muito fina e lançada para o alto da atmosfera, onde ela pode viajar mais longe que as cinzas de outro tipo, sopradas pelos ventos mais próximos da superfície. As explosões vulcânicas injetam imensas quantidades de poeira na atmosfera. A poeira vulcânica da erupção do Monte Pinatubo, nas ilhas Filipinas, em 1991, envolveu a

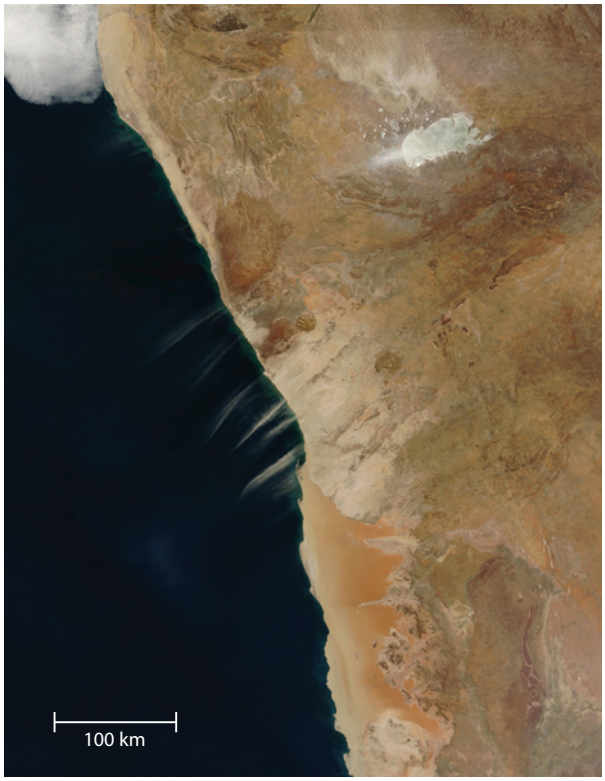



**FIGURA 19.3** ■ Imagem de satélite de uma tempestade de poeira originada no Deserto da Namíbia em setembro de 2002. A poeira e a areia estão sendo transportadas da direita (leste) para a esquerda (oeste) devido aos fortes ventos, que sopram em direção ao mar. Esses sedimentos podem ser transportados por centenas a milhares de quilômetros através do oceano. [NASA]

# Jornal da Terra

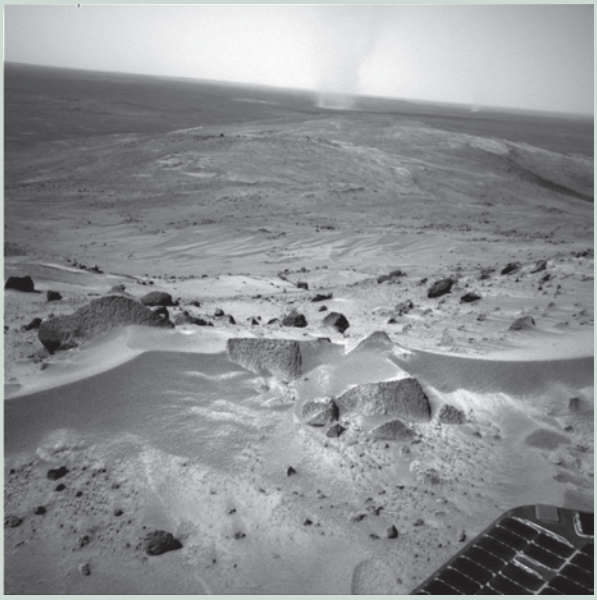
## 19.1 Tempestades de poeira e redemoinhos em Marte

Dentre todos os planetas do sistema solar, Marte é o mais parecido com a Terra. Embora tenha uma atmosfera mais delgada, o planeta tem um tempo que muda sazonalmente e um dia semelhante ao da Terra de 24 horas e 37 minutos. Marte também tem um ambiente superficial complexo, incluindo gelo, solo e sedimento. Como vimos no Capítulo 9, é quase certo que a água já fluiu na superfície marciana.

Atualmente, Marte é frio e seco, e seu ambiente superficial é dominado por vários processos eólicos. Esses processos criaram uma variedade de acidentes geográficos esculpidos pelo vento e depositaram uma ampla gama de sedimentos. Os sedimentos vão desde camadas de pó bem espalhadas a campos de dunas mais localizados, constituídos de areia e silte. Depósitos mais grossos, compostos de grânulos basálticos e hematíticos, foram observados pela Mars Exploration Rovers. Os geólogos planetários estimam que os ventos que produziram essas acumulações sopraram com velocidades superiores a 30 m/s (108 km/h) durante grandes tempestades de poeira que cobriram todo o planeta (ver Figura 9.19). Embora esses ventos não sejam tão rápidos como os ventos terrestres mais intensos, e a atmosfera de Marte seja menos densa que a da Terra, os ventos marcianos são também fortes o suficiente para formar feições erosivas e uma série de depósitos eólicos idênticos àqueles observados em nosso planeta. Até mesmo a cor avermelhada da atmosfera marciana deve sua origem a uma certa quantidade de poeira eólica ainda em suspensão, levantada durante as tempestades.

À medida que as estações mudam em Marte, o mesmo ocorre com o tempo. Quando o veículo explorador *Spirit* aterrissou em janeiro de 2004, explorou a superfície de Marte durante meses a fio sem ver evidência alguma de recente atividade eólica. Entretanto, em março de 2005 – mais de um ano após o pouso do *Spirit* – suas câmeras começaram a observar redemoinhos em ação, um sinal de que as estações estavam mudando. Durante a estação ventosa e poeirenta, tempestades globais de poeira são acompanhadas de redemoinhos locais, que ocorrem quando o Sol aquece a superfície do planeta. O solo e as rochas aquecidos esquentam a camada da atmosfera mais próxima à superfície, e o ar quente sobe em um movimento torvelinhante, agitando o pó da superfície como um tornado em miniatura.

As tempestades de poeira e os redemoinhos marcianos afetam diretamente nossa capacidade de estudar a superfície de Marte. Os pequenos veículos enviados a Marte dependem da energia solar. Por fim, a duração dessas atividades está limitada pelo tempo que leva para se acumular suficiente poeira eólica sobre os painéis solares dos veículos, de modo a interromperem a geração de energia. As tempestades globais de poeira contribuem com a deposição de pó nos painéis solares. Porém, acredita-se que os redemoinhos ajudem a remover o pó dos painéis solares quando passam pelos veículos, prolongando sua vida útil.



Vista de dois redemoinhos no solo da Cratera Gusev, obtida pelo *Spirit* com base no cume da Colina Husband em 21 de agosto de 2005. Esses redemoinhos movem-se pela paisagem marciana a aproximadamente 10 a 15 km/h. [NASA/JPL]

Terra, e a maior parte das mais finas partículas não decantou até 1994 ou 1995.

A poeira mineral na atmosfera aumenta quando a agricultura, o desmatamento, a erosão e a mudança no uso da superfície danificam o solo. Uma grande quantidade de poeira mineral pode vir de Sahel, uma região semiárida no bordo sul do Saara, onde secas e pastagens intensivas são responsáveis por uma pesada carga de poeira.

A poeira eólica tem efeitos complexos sobre o clima global. A poeira mineral na atmosfera reflete a radiação visível que chega do Sol e absorve a radiação infravermelha que escapa da superfície terrestre. Assim, a poeira mineral tem um efeito final tanto de esfriamento da parte visível do espectro como de aquecimento do infravermelho.

**AREIA EÓLICA** A areia que o vento transporta pode ser constituída por quase todo tipo de grão mineral produzido pelo intemperismo. Os grãos de quartzo são de longe os mais comuns, pois esse mineral é um abundante constituinte de muitas rochas superficiais, especialmente arenitos. Muitos grãos de quartzo transportados pelo vento têm uma superfície embaçada ou fosca (áspera e sem brilho vítreo) (**Figura 19.4**), como o vidro fosco do interior de

**FIGURA 19.4** ■ Fotomicrografia de grãos de quartzo arredondados e foscos, provenientes das dunas de areia da Arábia Saudita. [Walter N. Mack]

**FIGURA 19.5** ■ Um ventifacto. Este seixo facetado pelo vento da Antártida foi modelado pela areia eólica em um ambiente frio. [E. R. Degginger]

uma lâmpada. Parte da foscagem dos grãos é produzida pelos impactos ocasionados pelo vento, mas a maior parte resulta da lenta dissolução pelo orvalho. Até mesmo a diminuta quantidade de orvalho encontrada em climas áridos é suficiente para corroer cavidades e buracos microscópicos nos grãos de areia, criando a aparência embaçada. Esse embaçamento é encontrado somente em ambientes eólicos e, desse modo, constitui-se em uma boa evidência de que o grão de areia foi carregado pelo vento.

A maioria das areias eólicas é derivada localmente. Os grãos de areia são tipicamente soterrados nas dunas depois de percorrerem uma distância relativamente curta (comumente, não mais que algumas poucas centenas de quilômetros), principalmente por saltação próxima ao solo. As extensas dunas arenosas dos grandes desertos, como o Saara e o da Arábia Saudita, são exceções. Nessas grandes regiões arenosas, os grãos de areia podem ter viajado por mais de mil quilômetros.

Os grãos de carbonato de cálcio transportados pelo vento acumulam-se nos locais onde existem abundantes fragmentos de conchas e corais, como em Bermuda e em muitas ilhas de coral no Oceano Pacífico. O Monumento Nacional das Areias Brancas, no Novo México (EUA), é um proeminente exemplo de dunas arenosas constituídas por grãos de areia de gipsita erodidos de um substrato evaporítico formadas em lagos tipo *playa* próximos (cuja formação será descrita mais adiante neste capítulo).

## O vento como agente de erosão

O vento, sozinho, pouco pode fazer para erodir grandes massas de rocha dura expostas na superfície terrestre. Somente quando a rocha está fragmentada pelo intemperismo físico e químico o vento consegue captar as partículas. Além disso, as partículas devem estar secas, pois os solos úmidos e as rochas fragmentadas umedecidas são mantidos juntos pela coesão. Assim, o vento erode com mais eficácia nos climas áridos, onde os ventos são mais fortes e secos e qualquer umidade rapidamente evapora.

### A abrasão pela areia

A areia eólica é um agente natural efetivo de **abrasão**. O método comum de limpeza de edifícios e monumentos com jatos de areia, utilizando ar comprimido, funciona exatamente com o mesmo princípio: o impacto de partículas em alta velocidade desgasta as superfícies duras. Os "jatos de areia" naturais funcionam principalmente próximos ao solo, onde grande parte dos grãos de areia é carregada. A abrasão arredonda e erode afloramentos rochosos, matacões e seixos e torna foscas eventuais garrafas de vidro.

Os **ventifactos** são seixos cujas faces, polidas pelo vento, apresentam superfícies curvas ou quase planas que se interceptam em arestas agudas (**Figura 19.5**). Cada superfície ou face resulta de efeitos abrasivos que incidem no lado do seixo voltado para o vento. As tempestades ocasionais rolam ou giram os seixos, expondo um novo lado para o "jato de areia" que vem de onde sopra o vento. Muitos ventifactos são encontrados em desertos e depósitos glaciais de cascalho, onde a necessária combinação de cascalho, areia e ventos fortes está presente.

### Deflação

À medida que as partículas de argila, silte e areia tornam-se soltas e secas, o vento pode suspendê-las e carregá-las para longe, erodindo gradualmente a superfície do terreno em um processo chamado de **deflação** (**Figura 19.6**). A deflação, que pode escavar depressões rasas ou cavidades, ocorre em planícies secas e desertos e em planícies de inundação fluvial e leitos de lagos temporariamente secos. Contudo, ela pode ser retardada pela vegetação bem estabelecida, até mesmo pela vegetação esparsa das regiões áridas e semiáridas. A deflação ocorre lentamente em áreas vegetadas, porque as raízes prendem o solo

**FIGURA 19.6** ■ Uma depressão rasa de deflação no Vale São Luís, Colorado (EUA). O vento escavou a superfície e erodiu-a para um nível levemente inferior. A deflação ocorre em áreas secas onde a cobertura vegetal está ausente ou danificada. [Breck P. Kent]

e os caules e as folhas interrompem as correntes de ar e protegem a superfície do solo. A deflação funciona rápido onde a cobertura vegetal está danificada, seja naturalmente, quando é eliminada pela seca, ou artificialmente, pelo cultivo ou por edificações e rodovias.

Quando a deflação remove os grãos mais finos de uma mistura de cascalho, areia e silte, ela produz uma superfície remanescente de cascalho muito grande para ser transportado pelo vento. Ao longo de milhares de anos, à medida que a deflação remove os grãos mais finos, o cascalho vai ficando acumulado como uma camada de **pavimento desértico**[5], que é uma cobertura superficial cascalhenta e rugosa que protege o solo ou os sedimentos sotopostos de uma ulterior erosão.

Essa teoria da formação do pavimento desértico não é inteiramente aceita, porque vários dos que foram analisados não se formaram dessa maneira. Uma nova teoria sugere que alguns deles são formados pela deposição de sedimentos transportados pelo vento. O pavimento de fragmentos rochosos grossos que fica na superfície, enquanto a poeira eólica infiltra-se em uma camada embaixo dele, é modificado por processos formadores de solo e aí é acumulado (**Figura 19.7**).

## O vento como agente de deposição

Quando o vento cessa, ele não pode mais transportar a areia e o pó que carregava. O material mais grosso é depositado em dunas arenosas de várias formas, cujo tamanho varia desde pequenos morrotes até imensos morros de mais de 100 m de altura (ver foto de abertura do capítulo). O pó mais fino acumula-se em mantos mais ou menos uniformes de silte e argila. Pela observação do funcionamento atual desses processos deposicionais, os geólogos têm sido capazes de relacioná-los a certas características, como estratificação e textura, para deduzir climas e padrões de vento de outras épocas a partir de depósitos de areia e poeira.

### Onde se formam as dunas

As dunas arenosas ocorrem em relativamente poucas situações ambientais. Muitas pessoas já devem ter tido a oportunidade de observar as dunas que se formam atrás das praias dos oceanos ou ao longo das margens de grandes lagos. Certas dunas são encontradas em planícies de inundação arenosas de grandes rios em regiões áridas e semiáridas. As mais espetaculares são os campos de dunas que cobrem vastas áreas de alguns desertos (**Figura 19.8**). Tais dunas podem alcançar alturas de 250 m, formando verdadeiras montanhas de areia.

As dunas formam-se somente em lugares onde há um suprimento de areia solta disponível: praias arenosas ao longo da costa, depósitos arenosos de barras ou de planícies de inundação em vales fluviais e substratos compostos de formações de arenitos em desertos. Outro fator comum na formação de dunas é a força do vento. Nos oceanos e lagos, ventos fortes sopram costa adentro para longe da água. Os ventos fortes, às vezes de longa duração, são comuns nos desertos.

Como vimos, o vento não pode coletar facilmente materiais úmidos, de modo que a maioria das dunas é encontrada em climas secos. A exceção é o cinturão de dunas ao longo da costa, onde a areia é tão abundante e seca tão rapidamente ao vento, que as dunas podem formar-se mesmo em climas úmidos. Em tais climas, o solo e a vegetação começam a cobri-las somente na interface interna da praia, de modo que o vento não coleta mais a areia.

As dunas podem tornar-se estáveis e vegetadas quando o clima torna-se mais úmido e, depois, podem começar a mover-se de novo quando o clima árido retorna. Existem evidências geológicas que mostram que, durante as secas há dois ou três séculos, e mesmo antes

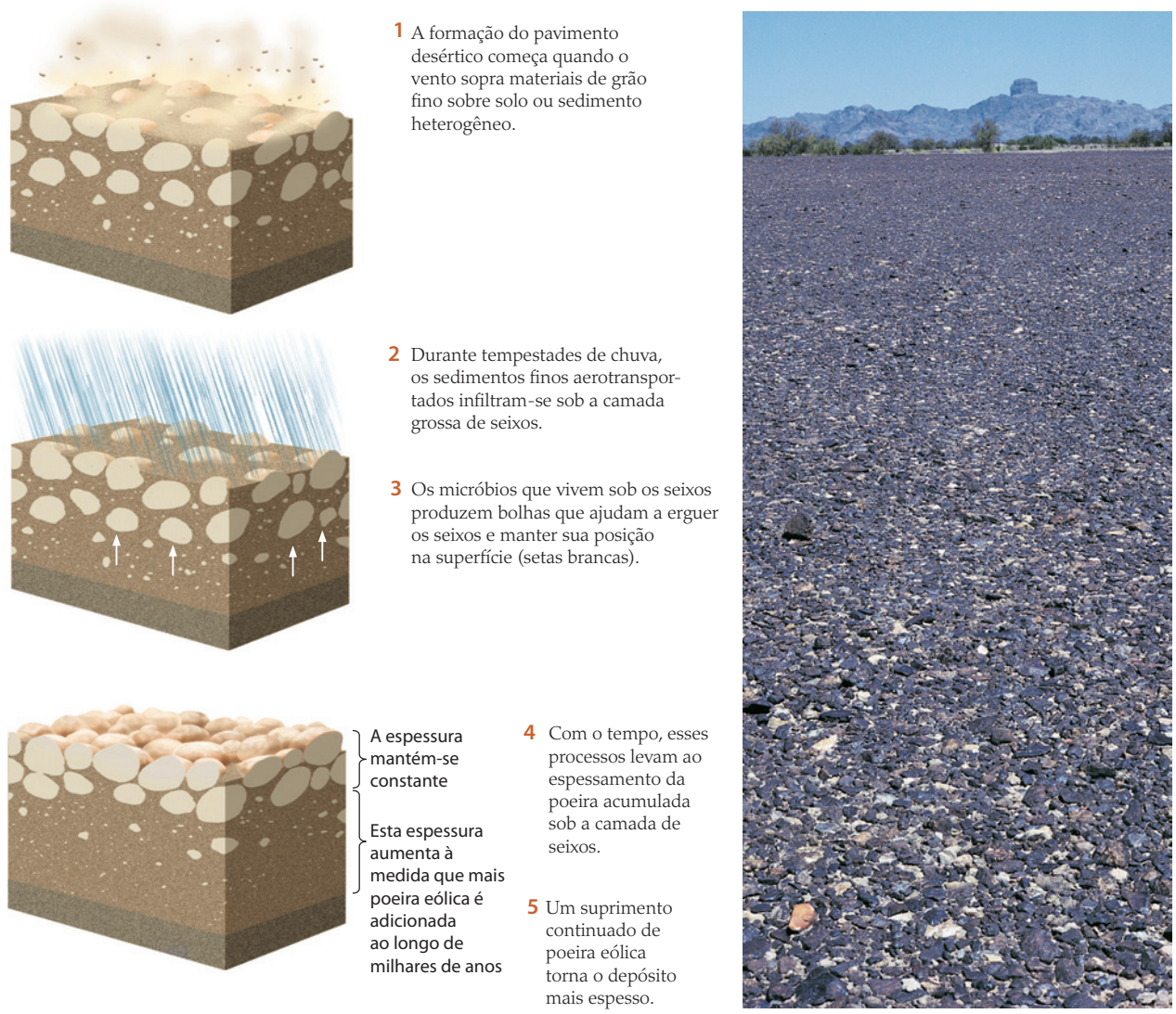



**FIGURA 19.7** ■ De acordo com uma hipótese recente, o pavimento desértico é formado pela interação entre clima e microrganismos com os sedimentos e solo soprados pelo vento. [William E. Ferguson]

disso, as dunas arenosas das terras altas ocidentais da América do Norte foram reativadas e migraram ao longo das planícies.

## Como as dunas arenosas se formam e migram

O vento move a areia deslizando-a e rolando-a ao longo da superfície e causando a *saltação*, um movimento em saltos no qual temporariamente os grãos ficam suspensos em uma corrente de água ou ar. A saltação nos fluxos de ar funciona da mesma maneira que em um rio (ver Figura 18.5), exceto que os saltos no fluxo de ar são mais altos e longos. Os grãos de areia suspensos na corrente de ar sobem, frequentemente, até alturas de 50 cm acima de um leito arenoso e até 2 m sobre uma superfície seixosa – muito mais alto que qualquer grão com o mesmo tamanho pode pular na água. A diferença deve-se, em parte, ao fato de que o ar é menos viscoso que a água e, por isso, não inibe o movimento dos grãos tanto quanto ela. Além disso, o impacto da queda dos grãos, em meio aéreo, induz pulos cada vez mais altos em outros grãos, à medida que eles se chocam na superfície. Essas colisões, que o ar dificilmente amortece, jogam os grãos superficiais para o ar em uma espécie de efeito salpicador. À medida que os grãos saltitantes impactam o leito arenoso, eles podem empurrar para frente grãos muito grandes para serem lançados ao ar, levando a camada a rastejar na direção do vento. Um grão de areia que se choca na superfície a uma velocidade alta pode impelir outros grãos até seis vezes seu próprio diâmetro.

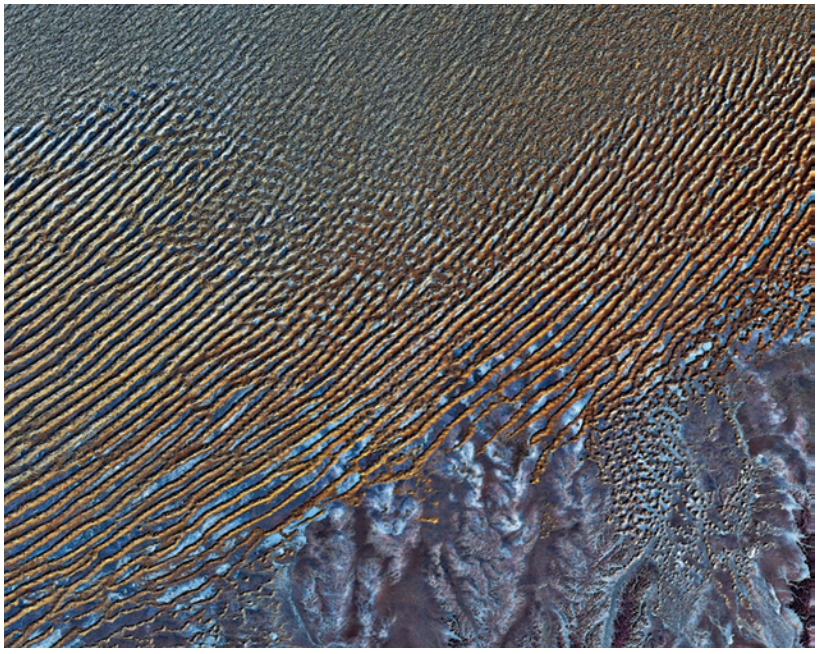


**FIGURA 19.8** ■ Uma vasta área de dunas arenosas no sul da Península Arábica. Essas dunas lineares têm direção nordeste-sudoeste, paralelas aos ventos predominantes que sopram de nordeste. No bordo inferior direito, está um planalto cujas rochas sedimentares, com acamamento horizontal, estão sendo erodidas. As dunas têm largura aproximada de 1 km. [Imagem de satélite processada por ZERIM, Ann Arbor, Michigan]

De modo quase inevitável, quando o vento move a areia ao longo do leito, produz ondulações e dunas de forma muito semelhante àquelas formadas pela água (**Figura 19.9**). As ondulações na areia seca, assim como aquelas subaquáticas, são *transversais*; isto é, formam-se em ângulo reto em relação à corrente. Em velocidades baixas a moderadas, o vento forma pequenas ondulações. À medida que a velocidade do vento aumenta, as ondulações tornam-se maiores. As ondulações migram na direção do vento sobre o dorso das grandes dunas. Certos ventos estão quase sempre soprando e, assim, um leito arenoso está, de certa forma, quase sempre ondulado.

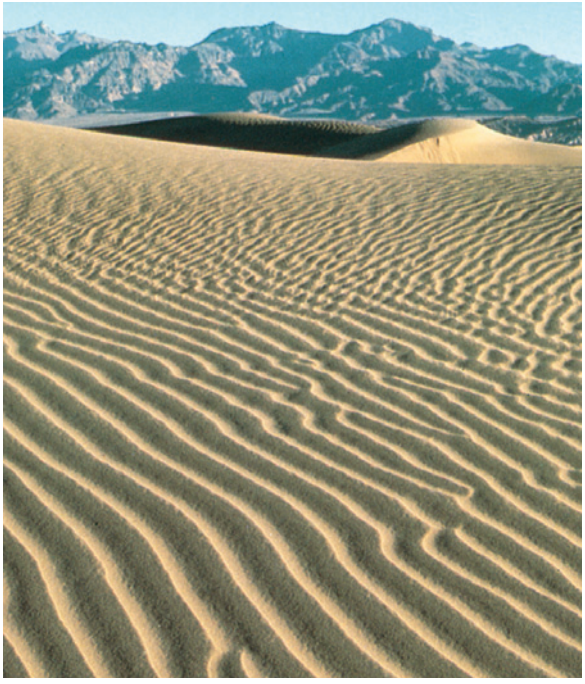


**FIGURA 19.9** ■ Marcas onduladas eólicas na areia em Stovepipe Wells, Vale da Morte, Califórnia (EUA). Embora com formas complexas, essas ondulações estão sempre transversais (em ângulos retos) à direção do vento. [Tom Bean]

Com areia e vento suficientes, qualquer obstáculo – como uma grande rocha ou um tufo de ervas – pode iniciar uma duna. As linhas da corrente de vento, como aquelas da água, separam-se contornando o obstáculo e voltam a se reunir, criando uma sombra de vento a jusante do objeto. A velocidade do vento é muito menor na sombra de vento do que no fluxo principal no entorno do obstáculo. De fato, ela é baixa o suficiente para permitir que grãos de areia soprados para dentro da zona de sombra depositem-se aí. O vento está se movendo tão lentamente que não pode mais coletar esses grãos e eles se acumulam como um *montículo de areia*, uma pequena pilha de areia a sotavento de um obstáculo (**Figura 19.10**). À medida que o processo continua, o próprio montículo de areia torna-se um obstáculo. Se houver areia suficiente e o vento continuar a soprar na mesma direção em uma certa duração, o monte aumenta, tornando-se uma duna. As dunas também podem crescer com o aumento das ondulações, exatamente como ocorre com as dunas subaquáticas.

À medida que uma duna se desenvolve, todo o monte começa a migrar na direção do vento por movimentos combinados de uma multidão de grãos individuais. Os grãos de areia saltam, constantemente, até o topo do lado menos inclinado da duna, que recebe o vento, e, então, caem para a sombra de vento, no lado mais inclinado, a sotavento, como mostrado na **Figura 19.11**. Esses grãos progressivamente formam uma acumulação íngreme e instável na parte superior do lado a sotavento. Periodicamente, a acumulação cede e, de modo espontâneo, desliza

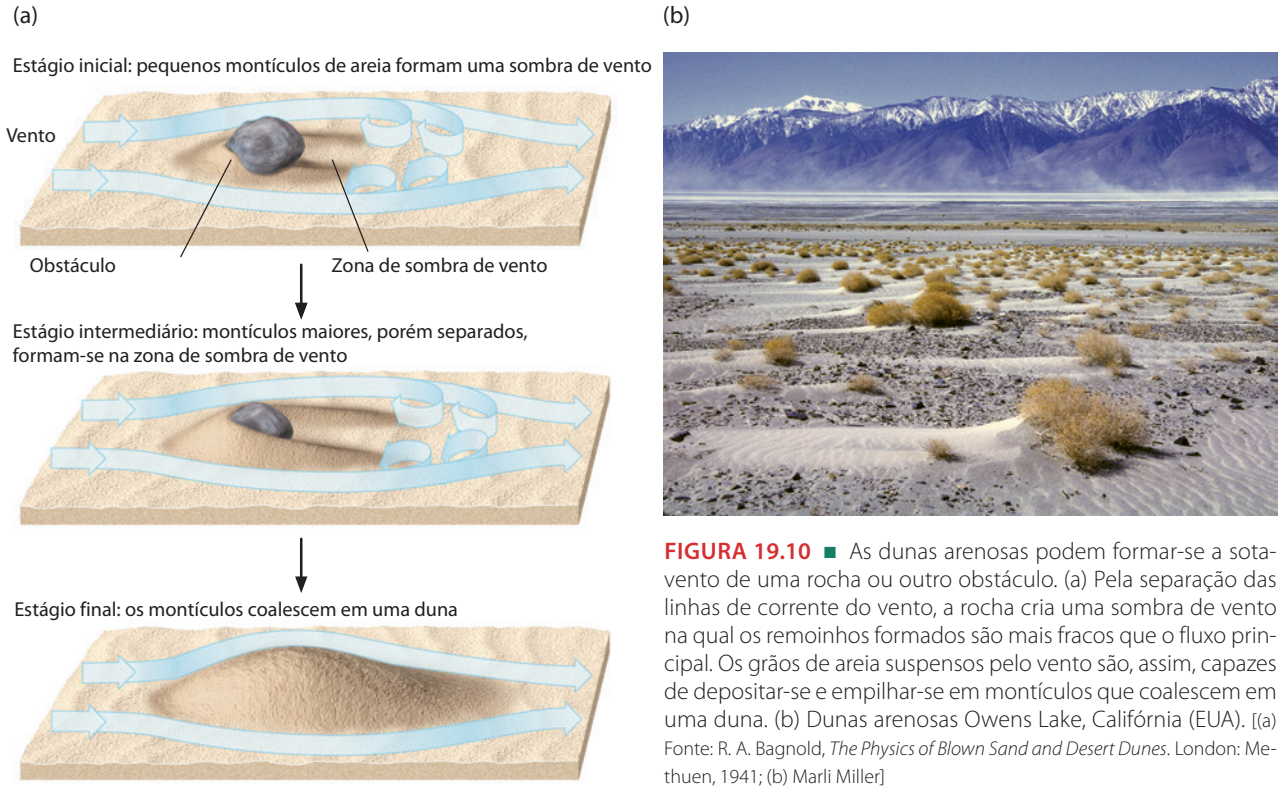



**FIGURA 19.10** ■ As dunas arenosas podem formar-se a sotavento de uma rocha ou outro obstáculo. (a) Pela separação das linhas de corrente do vento, a rocha cria uma sombra de vento na qual os remoinhos formados são mais fracos que o fluxo principal. Os grãos de areia suspensos pelo vento são, assim, capazes de depositar-se e empilhar-se em montículos que coalescem em uma duna. (b) Dunas arenosas Owens Lake, Califórnia (EUA). [(a) Fonte: R. A. Bagnold, *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Methuen, 1941; (b) Marli Miller]

ou escorre para baixo nesta **face de avalancha**[6], como é chamada, para uma nova inclinação, em um ângulo mais baixo. Se desconsiderarmos as inclinações instáveis de curta duração, a face de avalancha mantém uma declividade de ângulo constante e estável – seu ângulo de repouso. Como foi visto no Capítulo 16, esse ângulo aumenta com o aumento do tamanho e da angularidade das partículas.

As sucessivas faces de avalancha depositadas segundo o ângulo de repouso criam a estratificação cruzada, que é a marca registrada das dunas eólicas (ver Figura 5.11). À medida que as dunas se acumulam, interferem nas outras e passam a ficar soterradas em uma sequência sedimentar, e a estratificação cruzada é preservada, mesmo que a forma original das dunas seja perdida. Os conjuntos de arenito com estratificação cruzada e muitos metros de espessura são evidências de dunas eólicas altas. A partir da direção dessas estratificações eólicas, os geólogos podem reconstruir as direções dos ventos do passado. A estratificação cruzada preservada em Marte (ver Figura 9.26a) fornece evidências de antigas dunas eólicas naquele planeta.

Se muito mais areia se acumular no lado da duna onde sopra o vento, ao invés de ser depositada na face de avalancha, a duna aumentará sua altura. A maioria das dunas tem dezenas de metros de altura, mas as imensas dunas na Arábia Saudita alcançam 250 m, que parece ser o limite. A explicação para o limite da altura da duna reside na relação entre o desenvolvimento das linhas da corrente do vento, a velocidade e o relevo. As linhas da corrente que avançam sobre as costas da duna tornam-se mais comprimidas quando a duna fica mais alta (ver Figura 19.11). À medida que mais ar precisa passar através de um espaço que ficou reduzido, a velocidade do vento deve aumentar. Ao final, a velocidade do ar no topo da duna torna-se tão grande que os grãos de areia são soprados para fora com a mesma rapidez com que são levados até a face voltada para o vento (barlavento). Quando esse equilíbrio é alcançado, a altura da duna mantém-se constante.

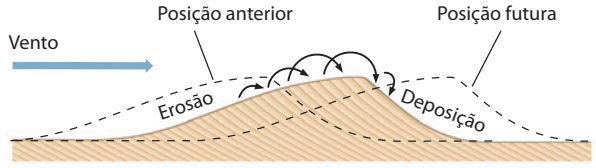
## Os tipos de duna

Uma pessoa que se posicionasse no meio de uma grande área de dunas poderia ficar desorientada pela disposição aparentemente desordenada dos planos ondulados. Ela precisaria de um olho experimentado para ver o padrão dominante e, além disso, poderia ser necessário observar do alto. As formas e os arranjos gerais das dunas arenosas dependem da quantidade de areia disponível e da direção, duração e força do vento. Os geólogos reconhecem quatro tipos principais de dunas: barcana, de deflação transversal e longitudinal (**Figura 19.12**).

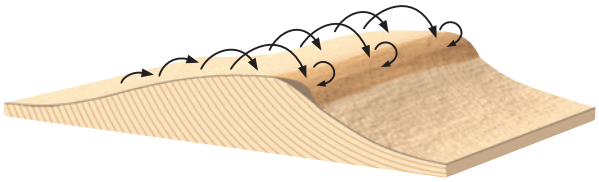
## Depósitos de poeira e loess

À medida que a velocidade do vento diminui, a poeira que carrega decanta para formar o **loess**, um manto de sedimento composto por partículas finas. As camadas de loess não apresentam estratificação interna. Em depósitos compactados de mais de um metro de espessura, o loess tende a formar gretas verticais e a romper-se ao longo de paredes abruptas (**Figura 19.13**). Os geólogos teorizam

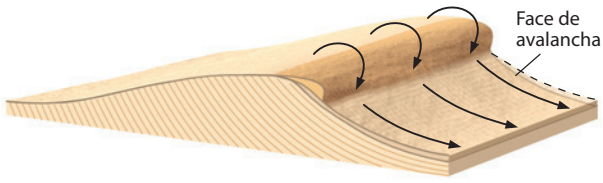
**1** Uma ondulação ou duna avança pelo movimento individual dos grãos de areia. A forma, no seu conjunto, move-se lentamente para frente à medida que a areia é erodida do declive voltado para o vento (barlavento) e depositada no declive protegido do vento (sotavento).



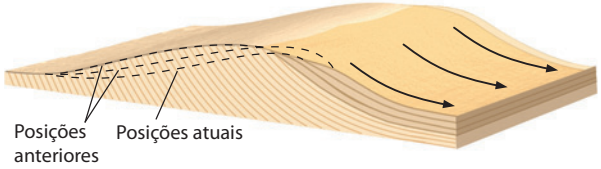

**2** As partículas de areia que avançam sobre o declive da duna voltado para o vento movem-se por saltação sobre a crista,…



**3** … onde a velocidade do vento diminui e a areia depositada escorrega no declive a sotavento.




**4** Esse processo atua como uma esteira transportadora que move a duna para frente.




**5** A duna para de crescer verticalmente quando alcança uma altura na qual o vento é tão veloz que sopra os grãos de areia para fora do topo com a mesma rapidez que os leva para lá.

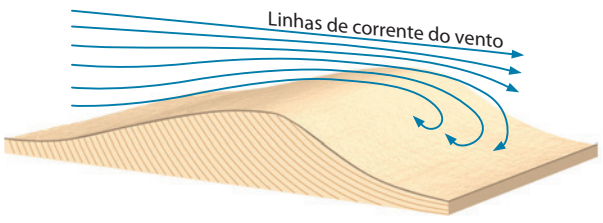



**FIGURA 19.11** ■ As dunas de areia crescem e movem-se à medida que o vento transporta partículas de areia por saltação.

que as fissuras verticais podem ser causadas pela combinação de penetração de raízes e percolação descendente uniforme da água subterrânea, mas os mecanismos exatos ainda são desconhecidos.

O loess cobre cerca de 10% da superfície continental da Terra. Os principais depósitos de loess são encontrados na América do Norte e na China, sendo que, neste país, ocupam uma área de mais de 1 milhão de quilômetros quadrados (**Figura 19.14**). O maior depósito de loess da China estende-se sobre amplas áreas na região noroeste, e a maioria deles tem de 30 a 100 m de espessura, embora alguns tenham mais de 300 m. Os ventos forneceram a poeira ao soprar sobre o Deserto de Gobi e das regiões áridas da Ásia central e continuam soprando avante, sobre o leste da Ásia e o interior da China. Alguns desses depósitos chineses de loess têm idade de 2 milhões de anos. Eles se formaram depois que um aumento na elevação do Himalaia e dos cinturões de montanhas adjacentes no oeste da China geraram desertos de sombra pluvial e climas áridos no interior continental. O soerguimento tectônico desses cinturões de montanhas foi responsável pelos climas frios e secos do Pleistoceno, na maior parte da Ásia. Esses climas impediram o avanço da vegetação e secaram os solos, causando uma extensa ação de processos erosivos e de transporte pelos ventos.

O depósito de loess mais bem conhecido da América do Norte situa-se no Vale Superior do Mississippi. Ele se originou à medida que silte e argila foram depositados nas vastas planícies de inundação dos rios que drenavam áreas de degelo das geleiras do Pleistoceno. Os ventos muito fortes secaram as planícies de inundação, onde o clima frio e as rápidas taxas de sedimentação impediram o crescimento da vegetação, e sopraram extraordinárias quantidades de poeira, que, então, se depositaram no leste. Os geólogos reconheceram que esse depósito de loess está distribuído como um manto de espessura mais ou menos uniforme, tanto nos morros como nos vales situados nas imediações ou nas próprias áreas originalmente glaciais. Mudanças na espessura regional do loess em relação à predominância dos ventos de oeste confirmam a sua origem eólica. O loess na margem leste das principais planícies de inundação fluvial tem espessura entre 8 e 30 m, maior que aquela do lado oeste. Essa espessura diminui rapidamente a sotavento para 1 a 2 m, nas áreas do extremo leste da planície de inundação.

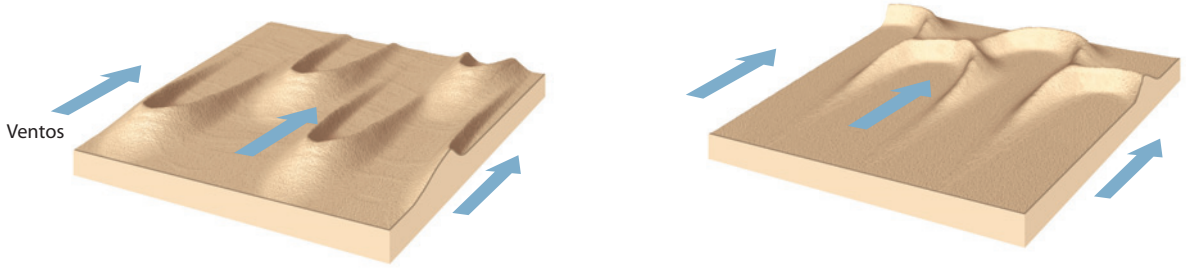
Os solos formados no loess são férteis e altamente produtivos. Eles também apresentam problemas ambientais, pois são facilmente erodíveis em voçorocas abertas por pequenos riachos e deflacionados pelo vento quando muito expostos e com pouco cultivo.

## O ambiente desértico

O deserto, dentre todos os ambientes terrestres, é aquele em que o vento consegue exercer ao máximo sua capacidade de erosão, transporte e sedimentação. Os desertos quentes e secos do mundo estão entre os ambientes mais hostis para os humanos. Apesar disso, muitas pessoas são

As **barcanas** são dunas com forma de crescente, encontradas comumente em grupos. Os chifres da ponta em crescente apontam para o sentido do vento. As barcanas são produtos de um suprimento de areia limitado e ventos unidirecionais.

As **dunas de deflação** são quase o reverso das barcanas. Elas têm a face de avalancha com a convexidade apontando o sentido do vento, enquanto as barcanas, diferentemente, têm a concavidade apontando nesse mesmo sentido.




As **dunas transversais** são longas cristas em ângulo reto com a direção do vento. Elas se formam em regiões áridas onde há abundância de areia e a vegetação é ausente. As faixas de dunas arenosas atrás das praias são tipicamente compostas por dunas transversais, formadas pelos ventos fortes que sopram costa adentro.

As **dunas longitudinais** são longas cristas de areia orientadas paralelamente à direção do vento. Essas dunas podem alcançar alturas de 100 m e estender-se por muitos quilômetros. A maioria das áreas cobertas por dunas lineares tem um suprimento de areia moderado, um pavimento rugoso e ventos que sopram sempre na mesma direção geral.

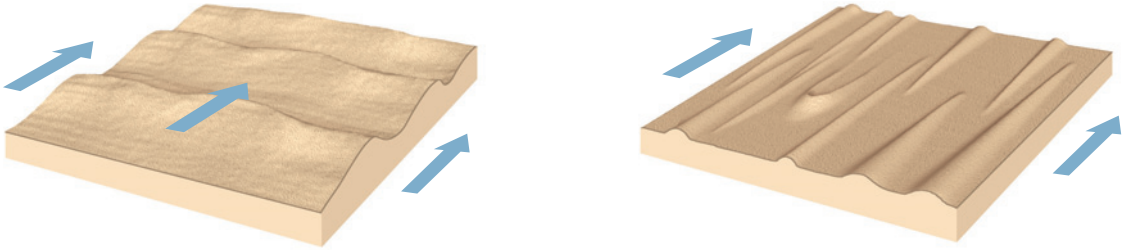


**FIGURA 19.12** ■ As formas e os arranjos gerais das dunas arenosas dependem da quantidade de areia disponível e da direção, duração e força do vento.

fascinadas por essas zonas quentes, secas e aparentemente sem vida, repletas de rochedos nus e dunas arenosas. O clima seco dos desertos cria condições adversas, porém frágeis, onde o impacto humano permanece durante décadas.

Ao todo, as regiões áridas somam um quinto da área continental do planeta, cerca de 27,5 milhões de quilômetros quadrados. As planícies semiáridas contribuem com mais um sétimo. As causas para a existência de grandes áreas desérticas no mundo atual são os efeitos dos cinturões eólicos da Terra sobre os climas, o soerguimento de montanhas e a deriva continental. Levando esses fatores em conta, podemos ficar confiantes que, de acordo com o princípio do uniformitarismo, desertos extensos sempre existiram durante todo o tempo geológico.[7] Por outro

**FIGURA 19.13** ■ Exemplo incomum de depósitos de loess superpostos perto de Elba, Nebraska. O último episódio gracial está representado pelo Loess Peoria, no topo, e um episódio glacial mais antigo está representado pelo Loess Loveland subjacente àquele. [Daniel R. Muhs, U.S. Geological Survey]

**FIGURA 19.14** ■ Confortáveis habitações instaladas em uma caverna escavada à mão em uma encosta escarpada de loess na China central. Esses depósitos de poeira eólica acumularam-se há 2,5 milhões de anos, alcançando uma espessura de nada menos que 400 m. [Stephen C. Porter]

lado, os desertos atuais podem ter sido regiões úmidas no passado, que secaram como resultado da mudança climática de longa duração.

## Onde estão localizados os desertos?

A localização dos grandes desertos mundiais é determinada pela chuva, que, por sua vez, depende de uma série de fatores (**Figura 19.15**). Os desertos do Saara e de Kalahari, na África, e o Grande Deserto da Austrália recebem precipitações de chuva extremamente baixas, normalmente menores que 25 mm/ano e, em alguns lugares, menos que 5 mm/ano. Esses desertos subtropicais são encontrados em latitudes entre 30° N e 30° S, onde os padrões predominantes de vento fazem com que o ar desça ao nível do solo (Figura 19.1). Como a umidade relativa é extremamente baixa nessas zonas de ar descendente, as nuvens são raras e a possibilidade de precipitação é muito baixa. O Sol incide diretamente na superfície durante semanas a fio.

Os desertos também existem em latitudes médias – entre 30° N e 50° N e entre 30° S e 50° S – em regiões onde a precipitação de chuva é baixa porque os ventos muito úmidos são bloqueados pelas cadeias montanho-

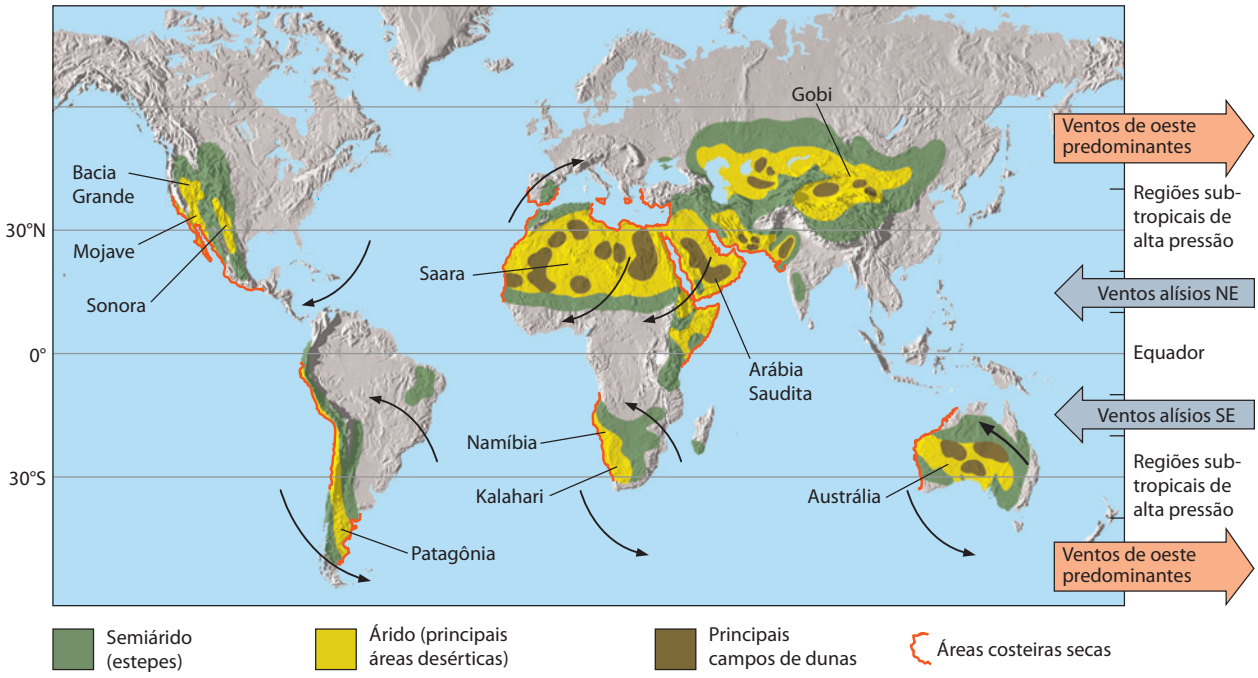



**FIGURA 19.15** ■ Principais áreas desérticas do mundo (excluindo os desertos polares). Observe a relação de seus locais à direção dos ventos predominantes e principais áreas montanhosas. Observe também que as dunas arenosas ocupam somente uma pequena proporção da área desértica total. [Fonte: K. W. Glennie, *Desert Sedimentary Environments*. New York: Elsevier, 1970]

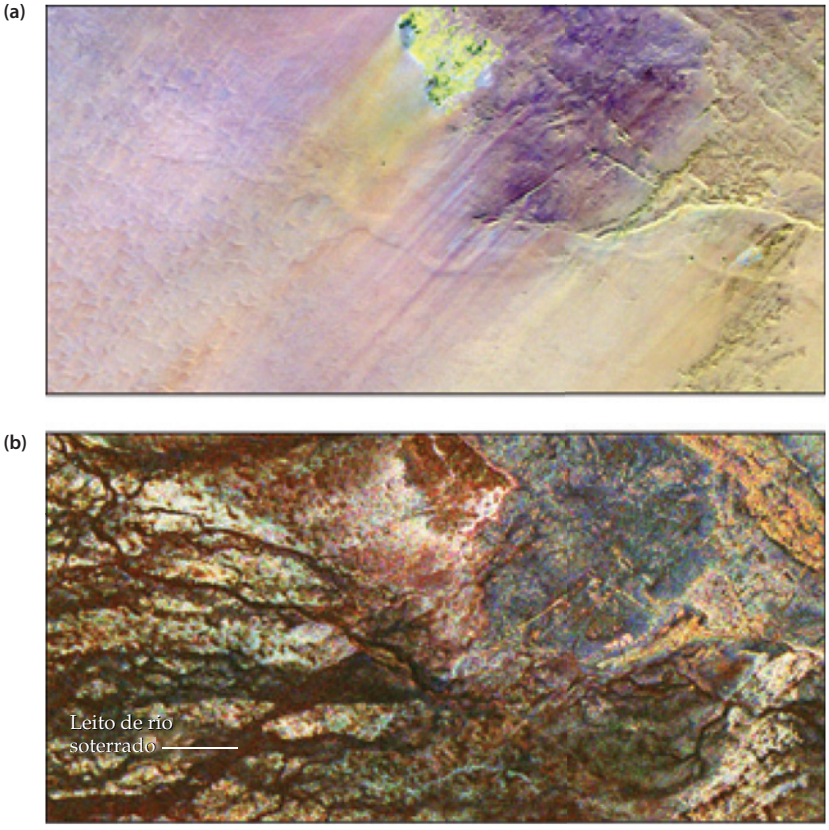



**FIGURA 19.16** ■ O clima do Saara nem sempre foi tão árido quanto é hoje. (a) Técnicas de sensoriamento remoto que varrem apenas a superfície terrestre não mostram nada além de areia no Saara. (b) Entretanto, técnicas de sensoriamento remoto que penetram alguns metros abaixo da superfície revelam uma densa rede de leitos de rios soterrados. [NASA/JPL Imaging Radar Team]

sas ou devem deslocar-se por grandes distâncias desde o oceano, que é a sua fonte de umidade. Os desertos da Grande Bacia[8] e de Mojave, no oeste dos Estados Unidos, por exemplo, estão situados em uma zona de sombra pluvial criada pelas montanhas costeiras ocidentais. O deserto de Gobi e outros da Ásia Central são tão interiores que os ventos que lá chegam já precipitaram, durante o longo trajeto que cumpriram, toda a umidade que obtiveram no oceano.

Outro tipo de deserto é encontrado nas regiões polares. Existe pouca precipitação nessas áreas frias e secas porque o ar gelado pode manter a umidade somente em quantidades extremamente pequenas. A região de baixíssima umidade do vale do sul da Terra de Victoria, na Antártida, é tão seca e fria, que seu ambiente lembra o de Marte.

**O PAPEL DA TECTÔNICA DE PLACAS** De certo modo, os desertos são um resultado da tectônica de placas. As montanhas que originam as zonas de sombra pluvial são resultantes dos limites de placas convergentes. A grande distância que separa a Ásia central dos oceanos é uma consequência do tamanho do continente, uma imensa massa continental aglutinada a partir de placas menores pela deriva dos continentes. Os grandes desertos são encontrados em latitudes baixas, porque a deriva continental moveu os continentes para essas latitudes a partir daquelas mais altas. Se, por hipótese, em uma posição futura das placas tectônicas a América do Norte estiver deslocada 2.000 km, ou mais, para o sul, então as Grandes Planícies do norte dos Estados Unidos e do Canadá vão se tornar um deserto quente e seco. Fato semelhante a esse aconteceu com a Austrália. Há cerca de 20 milhões de anos, esse continente encontrava-se bem mais ao sul de sua posição atual, e seu interior tinha um clima quente e úmido. Desde então, ele moveu-se ao norte para uma zona subtropical árida, onde seu interior tornou-se desértico.

**O PAPEL DA MUDANÇA CLIMÁTICA** As mudanças no clima de uma região podem transformar as terras áridas em desertos, em um processo chamado de **desertificação**. As mudanças climáticas, que ainda não entendemos inteiramente, podem diminuir a precipitação durante décadas e, até mesmo, séculos. Depois de um período seco, a região pode retornar a um clima mais úmido e ameno. Ao longo dos últimos 10 mil anos, o clima do Saara parece ter oscilado entre condições mais secas e mais úmidas. Temos evidências, a partir de imagens de satélite, que um vasto sistema de canais fluviais existiu no Saara há poucos milhares de anos (**Figura 19.16**). Esse sistema de drenagem antigo, agora seco e soterrado por depósitos arenosos mais recentes, carregou água abundante através do norte do Saara durante períodos mais úmidos.

O Saara agora pode estar se expandindo para o norte (ver Geologia na Prática). O projeto Desert Watch, conduzido pela Agência Espacial Europeia, relata que mais de 300 mil $km^2$ da costa mediterrânea da Europa – uma área quase do tamanho do Estado de Nova York, com população de 16 milhões – estão passando pela seca mais lon-

ga da história registrada. Durante 2005, incêndios alastraram-se pelo sul da costa espanhola, e as temperaturas excederam os valores máximos por semanas a fio. Foi meramente um verão quente e longo ou esses são sintomas iniciais de desertificação, agravados por superpopulação e desenvolvimento excessivo nos ecossistemas frágeis de paisagens secas?

Existem cada vez mais evidências para sustentar o último cenário. Os solos foram afrouxados pela seca prolongada, tornando-os mais suscetíveis ao transporte eólico e à deflação. Os níveis de água subterrânea atingiram novos níveis baixos. E restam poucas dúvidas de que a Europa está ficando mais quente: durante o século XX, a temperatura média aumentou aproximadamente 0,7° C. A década de 1990 foi a mais quente desde o início do registro em meados da década de 1800, registrando dois dos cinco anos mais quentes já registrados.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

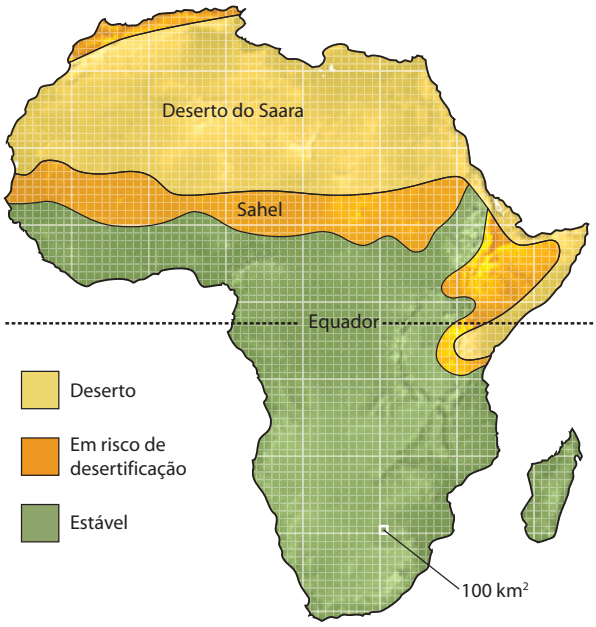
### É possível prever a extensão da desertificação?

Em regiões do mundo com climas áridos a semiáridos, fazendas e áreas de pastagem estão sendo perdidas para a desertificação a uma taxa alarmante. Duas questões são importantes aos gestores de terras na esperança de evitar mais degradação de áreas secas e ambientalmente sensíveis. Primeiro, quais processos estão levando à degradação e à desertificação? Segundo, qual é a extensão provável dessa desertificação?

A desertificação ocorre sempre que uma área não desértica passa a exibir as características de um verdadeiro deserto. O termo foi cunhado pelas Nações Unidas em 1977 para descrever mudanças que eram particularmente evidentes na África do Norte naquela época. Nos últimos 50 anos, uma área semiárida do tamanho do Texas no bordo sul do Saara, chamada de Sahel, começou a se tornar desértica. O mesmo destino agora ameaça mais de um terço do continente africano. A desertificação é mais pronunciada na África do Norte, mas afeta todos os continentes, exceto a Antártida. As áreas às margens dos desertos do sudoeste dos Estados Unidos também podem estar suscetíveis à desertificação se não forem manejadas de modo adequado.

A principal causa de desertificação não é a seca, mas a má gestão da terra, como pastagens intensivas, cultivo excessivamente intenso e corte de árvores e arbustos para combustível. Os processos que levam à desertificação incluem a erosão do solo pela água e pelo vento, reduções a longo prazo na quantidade de diversidade da vegetação natural e, em fazendas irrigadas, o acúmulo de sais em solos por evaporação de água subterrânea usada para irrigação.

A figura anexa é um mapa regional da África do Norte, mostrando a extensão atual do Saara. Ela também mostra as regiões adjacentes ao deserto que atualmente sustentam a agricultura, mas que são altamente suscetíveis à desertificação. A grade superposta ao mapa subdivide-o em quadrados, sendo que cada um representa 100 km$^2$. Pode-se usar essa grade para medir a área mínima suscetível à desertificação.




Mapa da África do Norte mostrando desertos, áreas consideradas suscetíveis à desertificação e áreas mais distantes de desertos, consideradas ambientalmente estáveis.

1. Encontre as áreas no mapa que foram identificadas como suscetíveis à desertificação.
2. Conte os quadrados na grade que correspondem a essas áreas identificadas. Conte apenas os quadrados que contenham *somente* áreas suscetíveis à desertificação – e não os que incluam limites entre essas áreas e a terra adjacente mais ambientalmente estável. Desta forma, você obterá uma estimativa mínima do potencial aumento de área desértica.
3. Encontre a área multiplicando o número total de quadrados pelo valor para cada quadrado. Lembre-se de que cada quadrado representa 100 km$^2$.

área de desertificação =
(número total de quadrados) ×
100 km$^2$ (área por quadrado)

Esse resultado é a área mínima de desertificação, porque os quadrados que incluem limites entre terras suscetíveis e áreas ambientalmente estáveis não foram incluídos em nosso cálculo.

***PROBLEMA EXTRA:*** Agora, tente fazer você mesmo o cálculo, mas, desta vez, englobando os quadrados que incluem os limites. O resultado dará uma noção de qual pode ser a *área máxima* de desertificação.

**O PAPEL DOS SERES HUMANOS** Oscilações climáticas ocorrem naturalmente no Saara e em outros desertos, mas as atividades humanas são também responsáveis por algumas das desertificações atuais. O crescimento da população humana em regiões semiáridas, acompanhado pela agricultura e pelo aumento de pastagens para rebanhos, pode resultar na expansão dos desertos. Quando a população cresce e os períodos de seca coincidem, o resultado pode ser calamitoso. Na Espanha, a maior expansão urbana e agrícola está ocorrendo na costa mediterrânea – a região mais seca daquele país. Fazendas antigas tiveram sua vegetação eliminada devido ao uso excessivo da terra (até quatro safras por ano), o que exaure a água e desnuda o solo. Um grande aumento do turismo e o desenvolvimento resultante estão literalmente pavimentando as terras secas e dessecando a zona rural que restou. Em 2004, mais de 350 mil novas residências foram construídas na costa mediterrânea, muitas com piscinas nos quintais e campos de golfe próximos, o que exige grandes volumes de água. Sozinhas, qualquer uma dessas atividades humanas poderia não ter um efeito negativo. Juntas, porém, resultam em desertificação.

"Fazer os desertos florescerem", o oposto da desertificação, tem sido o lema de certos países com terras desérticas. Eles utilizam irrigação em grandes proporções para tornar áreas áridas ou semiáridas em fazendas produtivas. O Grande Vale da Califórnia (EUA), onde grande parte das frutas, legumes e verduras da América do Norte é cultivada, é um exemplo. Se as águas usadas para irrigação contêm substâncias dissolvidas (como quase todas as águas naturais), então, com o tempo, essas águas evaporam e depositam as substâncias dissolvidas na forma de sais. Assim, ironicamente, a irrigação em um clima árido ou semiárido pode, por fim, causar desertificação por meio do acúmulo lento de sais.

## Intemperismo e erosão desérticos

Embora os desertos sejam únicos, os processos geológicos que neles operam são idênticos aos de outros lugares. Os intemperismos físico e químico funcionam da mesma maneira como em qualquer outro lugar, mas, nos desertos, atuam com um equilíbrio diferente. Nesses lugares, o intemperismo físico predomina em relação ao químico. O intemperismo químico dos feldspatos e de outros silicatos em argilominerais ocorre lentamente, porque a água necessária para que a reação aconteça não está presente. A pouca argila que se forma geralmente é carregada pelos ventos fortes antes que possa se acumular. O intemperismo químico lento e o transporte eólico rápido combinam-se para impedir a formação de solos com espessura significativa, até mesmo onde a vegetação esparsa agrega algumas partículas. Assim, os solos são finos e fragmentados. A presença de areia, cascalho e pedregulho rochoso de vários tamanhos, além de rochas nuas, é característica da maioria das superfícies desérticas.

**AS CORES DO DESERTO** As cores ferrugíneas marrom-alaranjadas de muitas superfícies meteorizadas do deserto originam-se do óxido de ferro férrico de minerais como a hematita e a limonita. Esses minerais são produzidos pelo lento intemperismo dos silicatos de ferro, como o piroxênio. Os óxidos de ferro, mesmo aqueles presentes em pequenas quantidades, tingem as superfícies de areia, cascalho e argilas.

O **verniz desértico** é um revestimento característico, de cor marrom-escura, às vezes brilhante, encontrado em muitas superfícies rochosas do deserto. Trata-se de uma mistura de argilominerais com pequenas quantidades de manganês e de óxidos de ferro. O verniz desértico provavelmente forma-se quando o orvalho causa intemperismo químico de minerais primários nas superfícies expostas das rochas para produzir argilominerais e óxidos de manganês e ferro. Além disso, quantidades minúsculas de pó soprado pelo vento podem se aderir à superfície da rocha. O processo é tão lento que as inscrições feitas pelos antigos povos indígenas norte-americanos, ao rasparem o verniz eólico há centenas de anos, ainda parecem frescas. Há um perfeito contraste entre a cor escura do verniz sobreposto à cor clara da rocha inalterada que foi revelada com a raspagem (**Figura 19.17**). O verniz precisa de milhares de anos para se formar, e certos vernizes antigos na América do Norte são de idade miocênica. Entretanto, o reconhecimento desse verniz, em arenitos antigos, é difícil.

**RIOS: OS PRIMEIROS AGENTES DA EROSÃO** O vento desempenha um papel muito mais importante na erosão de desertos do que em outros lugares, mas não pode competir com o poder da erosão dos rios. Mesmo que as chuvas muito raras tornem apenas intermitente o fluxo da maioria dos rios desérticos, eles acabam realizando o mais importante trabalho erosivo quando fluem nesse ambiente.

Até mesmo o deserto mais seco recebe chuva ocasional. Nas áreas arenosas e cascalhentas dos desertos, a infiltração da água das raras chuvas no solo e no substrato permeável reabastece temporariamente a zona não saturada do aquífero. Ali, uma parte dela evapora muito lentamente pelo espaço poroso intergranular. Uma quantidade menor, por fim, infiltra-se bem abaixo do nível freático – em certos lugares, até centenas de metros abaixo da superfície terrestre. Os oásis desérticos formam-se onde o nível freático fica próximo da superfície o suficiente para que as raízes das palmeiras e outras plantas possam alcançá-lo.

Quando a chuva ocorre em fortes aguaceiros, a grande quantidade de água que cai em um curto intervalo de tempo ultrapassa, em muito, a taxa de infiltração, de sorte que o volume principal escoa para os rios. Sem o impedimento da vegetação, o escoamento superficial é rápido e pode causar inundações súbitas nos fundos de vales que estavam secos durante anos. Assim, uma grande proporção das correntes fluviais nos desertos consiste em inundações (**Figura 19.18a**). Quando as inundações ocor-

**FIGURA 19.17** ■ Petroglifos raspados no verniz desértico por antigos povos norte-americanos, no local conhecido como Newspaper Rock ("Rocha do Jornal"), Canyonlands, Utah (EUA). A raspagem do verniz que levou milhares de anos para se acumular, foi feita há várias centenas de anos e ainda parece fresca. [Peter Kresan]

rem, elas têm um grande poder erosivo, pois a maioria dos detritos meteorizados soltos não se encontra fixada na superfície pela vegetação. Os rios podem tornar-se tão atulhados de sedimentos que se parecem mais com movimentos rápidos de lama. A abrasividade dessa carga sedimentar movendo-se rapidamente com velocidades típicas de inundações transforma tais rios em eficientes agentes erosivos dos vales rochosos.

## Sedimentos e sedimentação em desertos

Os desertos são compostos de um conjunto diverso de ambientes de sedimentação. Esses ambientes podem mudar de maneira drástica quando a chuva subitamente forma rios turbulentos e lagos amplos. Há a interferência de períodos prolongados de seca, durante os quais os sedimentos são soprados para dunas de areia.

**SEDIMENTOS ALUVIAIS** À medida que as inundações súbitas atulhadas de sedimentos secam, deixam distintos depósitos sobre os assoalhos dos vales desérticos. Em muitos casos, um pavimento plano de detritos grossos cobre todo o fundo do vale e as torrentes dos desertos não mostram a diferenciação em canal, dique natural e planície de inundação (Figura 19.18b). Os sedimentos de muitos outros vales desérticos mostram claramente a mistura entre depósitos de canal fluvial e da planície de inundação com sedimentos eólicos. A combinação de processos fluviais e eólicos ocorridos no passado formou extensos lençóis de arenito eólico separados por superfícies de inundação fluvial e arenitos da planície de inundação.

(a) (b)

**FIGURA 19.18** ■ Uma grande proporção dos fluxos fluviais em desertos ocorre na forma de inundações. (a) Um vale desértico durante uma tempestade de verão no Monumento Nacional de Saguaro, Arizona (EUA). (b) O mesmo rio efêmero depois da inundação. Os detritos grossos depositados pela inundação desértica súbita podem cobrir todo o fundo do vale. [Peter Kresan]

**FIGURA 19.19** ■ Um lago desértico tipo *playa* no Vale da Morte, Califórnia (EUA). [David Muench]

Os grandes leques aluviais são feições proeminentes nos sopés das montanhas dos desertos, porque é aí onde os rios descarregam a maior parte de sua carga sedimentar (ver Figura 18.26). A rápida infiltração da água fluvial no material permeável do leque retira dos rios a água necessária para carregar a carga sedimentar mais a jusante. Os fluxos de detritos e de lama constituem a porção superior dos leques aluviais de regiões montanhosas áridas.

**SEDIMENTOS EÓLICOS** De longe, as mais dramáticas acumulações sedimentares nos desertos são as dunas arenosas, descritas acima. O tamanho dos campos de dunas varia de desde poucos quilômetros quadrados até "mares de areia" encontrados na Península Arábica (ver Figura 19.8). Esses mares de areia – ou *ergs* – podem cobrir até 500.000 km$^2$, duas vezes a área do Estado de Nevada[9] (EUA).

Embora a descrição do cinema e da televisão possa levar-nos a pensar que os desertos sejam compostos predominantemente de areia, somente um quinto da área dos desertos atuais do mundo é coberta por esse material (ver Figura 19.15). Os quatro quintos restantes são cobertos por materiais rochosos ou pelo pavimento desértico. A areia cobre apenas um pouco mais de um décimo do Saara, e as dunas arenosas são ainda menos comuns nos desertos do sudoeste dos Estados Unidos.

**SEDIMENTOS EVAPORÍTICOS** Os **lagos desérticos tipo *playa***[10] são quase sempre temporários e, eventualmente, permanentes, e ocorrem em bacias e vales montanhosos áridos, onde a água é aprisionada após tempestades (**Figura 19.19**). Os rios desérticos contribuem com grandes quantidades de minerais dissolvidos, e esses minerais acumulam-se nos lagos tipo *playa*. À medida que a água do lago evapora, os minerais são concentrados e gradualmente precipitados. Os lagos de deserto são fontes de minerais evaporíticos: carbonato de sódio, bórax (borato de sódio) e outros sais incomuns. Se a evaporação for completa, os lagos tornam-se ***playas***, que são camadas planas de argila às vezes incrustadas por sais precipitados.

## A paisagem desértica

As paisagens desérticas são certamente as mais variadas da Terra. Áreas extensas, baixas e planas são cobertas por *playas*, pavimentos desérticos e campos de dunas. As terras altas são rochosas, entalhadas de diversos modos pelos íngremes vales e gargantas fluviais. A ausência de vegetação e solos faz com que tudo seja visto de forma mais proeminente e áspera do que seria em paisagens de climas mais úmidos. Em contraste com as vertentes arredondadas, cobertas por solo e vegetação, encontradas em regiões mais úmidas, os fragmentos grossos de vários tamanhos produzidos pelo intemperismo formam encostas abruptas contornadas, em suas bases, por massas de tálus com alta declividade (**Figura 19.20**).

A maior parte da paisagem dos desertos é modelada pelos rios, mas os vales – chamados de *dry-wash*[11], ou **rio efêmero**, no oeste dos Estados Unidos, e de ***wadi***[12], no Oriente Médio – são geralmente secos. Os vales dos desertos têm a mesma variação de perfis dos vales de outros lugares, mas, de longe, apresentam mais paredes abruptas, produzidas pela rápida erosão causada por fluxos de rios, em combinação com a falta de precipitação que pode suavizar as encostas das paredes do vale entre eventos de inundação.

Os rios desérticos são altamente espaçados, pois as chuvas são relativamente incomuns. Os padrões de drenagem são, em geral, similares àqueles de outros terrenos. Entretanto, há uma grande diferença importante: muitos rios desérticos terminam no meio do deserto antes de alcançarem um rio maior que desemboque até o oceano. A maioria acaba na base de leques aluviais. O represamento pelas dunas ou o confinamento em vales fechados pode levar ao desenvolvimento de lagos tipo *playa*.

Um tipo especial de superfície do substrato rochoso erodido, chamado de **pedimento**, é uma forma caracte-

**FIGURA 19.20** ■ Esta paisagem desértica de Kofa Butte, no Refúgio Nacional da Vida Selvagem de Kofa, Arizona (EUA), mostra encostas escarpadas e massas de tálus produzidas pelo intemperismo do deserto. [Peter Kresan]

rística do modelado do deserto. Os pedimentos são vastas plataformas suavemente inclinadas de substrato rochoso deixado para trás à medida que a frente das montanhas foi sendo erodida e recuada de seus vales (**Figura 19.21**).O pedimento espalha-se como um avental contornando a base das montanhas como depósitos delgados de areias aluviais e acumulados de cascalhos. A erosão continuada em um longo período acaba formando um extenso pedimento abaixo de poucas montanhas remanescentes (**Figura 19.22**). Uma secção transversal de um pedimento típico e de suas montanhas poderia revelar a encosta de uma montanha razoavelmente íngreme bruscamente aplainada pelo declive suave do pedimento. Os leques aluviais depositados no bordo inferior do pedimento combinam-se com o preenchimento sedimentar do vale abaixo dele.

Existem muitas evidências de que um pedimento é formado pelo escoamento da água, que entalha e forma a superfície do pedimento, bem como pelo transporte e depósito de sedimentos para criar um avental de leques aluviais. Ao mesmo tempo, a encosta da montanha na cabeceira do pedimento mantém sua declividade à medida que se retrai, ao invés de se tornar arredondada e suave como encontrada em regiões úmidas. Não sabemos como os tipos específicos de rochas e os processos erosivos interagem em um ambiente árido para manter a declividade enquanto o pedimento aumenta de tamanho.

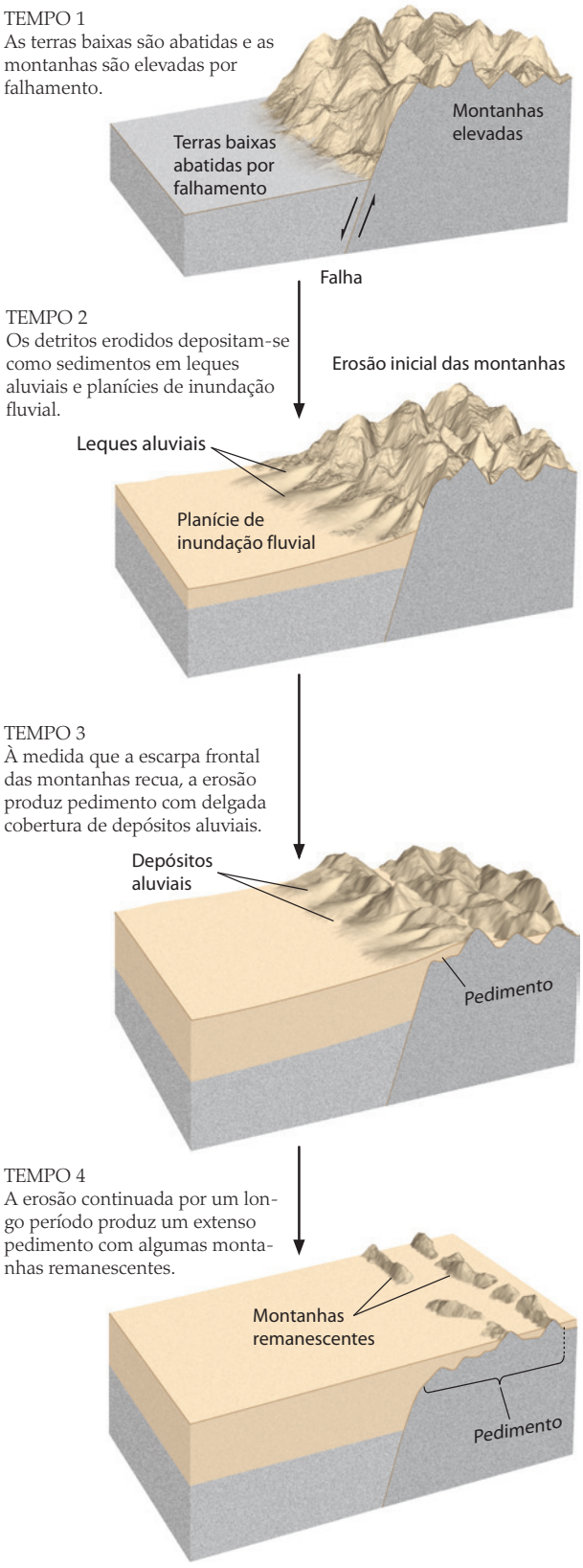



**FIGURA 19.21** ■ Os pedimentos formam-se à medida que sopés de montanhas sofrem erosão e recuam.

**FIGURA 19.22** ■ O Domo Cima é um pedimento no Deserto de Mojave. A superfície do domo é coberta por um fino lençol de sedimentos aluviais. Os dois morrotes, à esquerda e à direita do domo, são considerados como os remanescentes de uma antiga montanha. [Marli Miller]

## *Projeto no Google Earth*

O Deserto da Namíbia está situado no sudoeste da África e contém dunas lineares bem definidas orientadas em uma direção norte-sul. O deserto é delimitado por substrato rochoso soerguido ao leste e pelo Oceano Atlântico no oeste. Note a localização dos locais discutidos no exercício.

Os ventos são importantes agentes do desenvolvimento da paisagem nos desertos. Eles podem mover sedimentos de uma parte da paisagem, como uma praia, e transportá-los para outro local, onde podem se acumular na forma de dunas. Um dos melhores lugares na Terra para ver dunas de areia em grande escala é o Deserto da Namíbia, no país da Namíbia, localizado no sudoeste da África.

***LOCALIZAÇÃO*** Namíbia, sudoeste da África.

***OBJETIVO*** Observar mares de areia e uma variedade de acidentes geográficos derivados pelo vento.

***REFERÊNCIA*** Foto de abertura do capítulo, Figuras 19.3 e 19.8

1. Digite "Deserto da Namíbia, África" na janela de busca do Google Earth e use o *zoom* até atingir uma altitude de 1000 km quando chegar lá. Nessa altitude, o campo de dunas do Deserto da Namíbia está marcado com uma faixa marrom-claro ao longo do Oceano Atlântico. Use a ferramenta de medição de trajeto para calcular o perímetro desse mar de areia. Qual é o resultado?
   *a.* 300 km
   *b.* 600 km
   *c.* 1000 km
   *d.* 800 km
2. Se alterar o *zoom* até uma altitude de 55 km em 24°12′00″ S, 15°07′00″ E, que tipo de dunas de areia você vê?
   *a.* Dunas transversais
   *b.* Dunas lineares
   *c.* Dunas transversais
   *d.* Barcanas
3. Movendo-se 40 km diretamente para o norte de sua localização anterior, você perceberá que o mar de areia termina abruptamente no rio Kuiseb. Use o *zoom* para se aproximar do rio e ver o canal e a vegetação em suas margens. Não há duna de areia alguma a norte desse rio. Por quê?
   *a.* Os grãos de areia são produzidos apenas ao sul do rio.
   *b.* O vento sopra de norte a sul e transporta sedimentos do rio para o mar de areia.
   *c.* O vento sopra de sul a norte e transporta sedimentos para o rio, que, por sua vez, transporta-os para o Oceano Atlântico.
   *d.* A areia que se move para o norte é dissolvida pela vegetação ao longo das margens do rio.
4. Agora retorne o *zoom* para uma altitude de 55 km e mova-se para 24°44′00″ S, 15°20′10″ E. Note a faixa de material branco, que marca a posição de um lago tipo *playa* chamado de "Sossusvlei". Como os sedimentos desse lago se acumularam?
   *a.* Os ventos que sopram de oeste para leste transportaram sais do Oceano Atlântico para o Sossusvlei.
   *b.* Inundações repentinas que se originaram nas regiões montanhosas a leste transportaram minerais dissolvidos para o Sossusvlei, onde as águas se acumularam contra as dunas e evaporaram.
   *c.* A água subterrânea salgada moveu-se para cima do Oceano Atlântico para o Sossusvlei, onde emergiu e evaporou, deixando sais.
   *d.* O material branco é pó que foi transportado pelo vento do interior do continente africano.

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Considerando suas respostas às perguntas anteriores e sua investigação pessoal dos detalhes da área, de onde você acha que vem toda essa areia?
   *a.* Areia de praia carregada para o norte por ventos da área próxima à fronteira entre a Namíbia e a África do Sul.
   *b.* Depósitos de inundações pelos lahares continentais derramados de vulcões com erupção ativa.
   *c.* Areia carregada para a costa por um tsunâmi.
   *d.* Areia agitada de topos de montanhas próximas como resultado de intenso movimento do solo induzido por terremoto.

## RESUMO

***Como se formam os ventos predominantes e onde eles fluem?*** A Terra é circundada por cinturões de vento que se desenvolvem em resposta ao aquecimento mais intenso da Terra no equador, que faz com que o ar ascenda e flua em direção aos polos. À medida que o ar se move em direção aos polos, ele gradualmente se esfria e começa a afundar. Então o ar denso e frio dos polos flui ao longo da superfície terrestre de volta para o equador. O efeito Coriolis, produzido pela rotação da Terra, desvia esse movimento dos ventos para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul.

***Como os ventos erodem e transportam areia e sedimentos de grão mais fino?*** O vento coleta e transporta sedimentos secos da mesma maneira que a água corrente faz. Os fluxos de ar têm limitações quanto ao tamanho das partículas que podem carregar (raramente maiores que areia grossa) e, também, capacidade restrita para manter as partículas em suspensão. Essas limitações resultam da baixa viscosidade e densidade do ar. Entre os materiais eólicos encontram-se a cinza vulcânica, fragmentos de quartzo e de outros minerais, como argilominerais, e materiais orgânicos, como pólen e bactérias. O vento pode carregar grandes quantidades de areia e poeira. Ele move os grãos de areia principalmente por saltação e carrega as partículas mais finas de pó em suspensão. A deflação e a abrasão são as principais formas pelas quais o vento erode a superfície terrestre.

***Como os ventos depositam dunas arenosas e poeira?*** Quando os ventos cessam, eles depositam areia em dunas de várias formas e tamanhos. As dunas formam-se

em regiões desérticas arenosas, em faixas atrás das praias e ao longo de planícies de inundação arenosas, locais esses com bom suprimento de areia solta e ventos fortes a moderados. As dunas começam como um montículo de areia a sotavento de obstáculos e crescem até alcançar 250 metros, embora a maioria tenha dezenas de metros de altura. As dunas migram na direção do vento à medida que os grãos de areia saltam pela face mais suave, que recebe o vento (a barlavento), e caem na face de avalancha, mais inclinada, protegida do vento (a sotavento). As várias formas e arranjos das dunas são determinados pela direção, duração e intensidade do vento e pela disponibilidade de areia. À medida que a velocidade dos ventos carregados de poeira diminui, ela se deposita para formar loess, um manto delgado de partículas finas. As camadas de loess em várias áreas com recente ação glacial foram depositadas por ventos que sopraram sobre planícies de inundação de rios formados pela água de degelo. O loess pode acumular-se como depósitos muito espessos a sotavento de regiões desérticas com muita poeira.

***Como o vento e a água se combinam para modelar o ambiente desértico e sua paisagem?*** Os desertos ocorrem em zonas de sombra de vento das cadeias montanhosas, em regiões subtropicais de ar descendente e no interior de alguns continentes. Em todos esses lugares, o ar é seco e a chuva raramente ocorre. Nos desertos, o intemperismo físico é predominante, enquanto o intemperismo químico é muito reduzido devido à ausência de água. A maioria dos solos desérticos é delgada e superfícies rochosas nuas são comuns. Os ventos desempenham um papel maior na modelagem da paisagem desértica do que em outros lugares, mas os rios são responsáveis pela maior parte da erosão e sedimentação no deserto, embora possam fluir apenas intermitentemente. Lagos do tipo *playa*, que se formam em vales montanhosos áridos ou em bacias, depositam minerais evaporíticos à medida que secam. Entre as feições proeminentes das paisagens desérticas estão os pedimentos, que são amplas plataformas de declive suave erodidas do substrato rochoso à medida que as montanhas recuam enquanto mantêm a declividade de suas encostas.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

abrasão pela areia (p. 542)
deflação (p. 542)
desertificação (p. 550)
eólico (p. 538)
face de avalancha (p. 546)
lago tipo *playa* (p. 554)
loess (p. 546)
pavimento desértico (p. 543)
pedimento (p. 554)
*playa* (p. 554)
pó (p. 540)
rio efêmero (p. 554)
ventifacto (p. 542)
verniz desértico (p. 552)
*wadi* (p. 554)

## EXERCÍCIOS

1. Que tipos de materiais e tamanhos de partículas o vento pode mover?
2. Qual é a diferença entre o modo com que o vento transporta poeira e o modo com que ele transporta areia?
3. Como a capacidade que o vento tem de transportar partículas sedimentares muda com o clima?
4. Quais são as principais feições erosivas produzidas pelo vento?
5. Onde as dunas arenosas se formam?
6. Cite três tipos de dunas arenosas e mostre a relação de cada uma com a direção do vento.
7. Quais modelados típicos do relevo desértico são compostos por sedimentos?
8. Quais são os processos geológicos que formam os lagos desérticos tipo *playa*?
9. O que é desertificação?
10. Onde os depósitos de loess são encontrados?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Você acabou de dirigir uma carreta durante uma tempestade de areia e descobriu que a pintura ficou descascada nas partes inferiores do veículo, mas, nas partes superiores, ficou apenas riscada. Que processo é responsável por esses efeitos e por que ele é restrito às partes inferiores da carreta?
2. Que evidência você poderia encontrar em um arenito antigo que seria indicativa de sua origem eólica?
3. Compare as alturas em que a areia e a poeira são carregadas na atmosfera e explique as diferenças ou semelhanças.
4. As carretas continuamente trafegam carregadas de areia nas rodovias costeiras. Qual seria a fonte mais provável da areia? Poderia essa usurpação ser parada?
5. Quais as feições de uma paisagem desértica que levariam você a acreditar que ela foi originada principalmente por rios, com uma contribuição secundária de processos eólicos?
6. Quais das opções seguintes poderiam ser indicadores mais confiáveis da direção do vento que formou uma barcana: a estratificação cruzada ou a orientação da forma da duna em um mapa? Por quê?
7. Que fatores determinam se dunas arenosas poderão se formar em uma planície de inundação fluvial?

8. Existem vastas áreas de dunas arenosas em Marte. A partir desse fato isolado, o que você pode inferir sobre as condições da superfície marciana?
9. Que aspectos de um arenito antigo você estudaria para mostrar que ele foi originado por uma duna arenosa desértica?
10. Que tipos de feições da paisagem você atribuiria ao trabalho do vento, dos rios ou de ambos?
11. Como o intemperismo no deserto difere ou se assemelha daquele que ocorre em climas mais úmidos?
12. Que evidência levaria você a inferir que tempestades de poeira e ventos fortes foram comuns nas épocas glaciais?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Neste livro, utilizamos a palavra "pó" para referir um determinado tamanho de partícula, aquilo que foi reduzido ao tamanho do "pó"; e "poeira" para designar nuvens ou eventos nos quais o pó está em movimento devido a uma certa causa, ou encontra-se ou foi depositado em um lugar específico.

[2] Cuja forma grega é *Aíolos* e a latina, *Aeolus*.

[3] A expressão "ventos alísios" deve-se ao fato de que tais ventos ocorrem próximos à superfície do globo. Já a expressão em inglês correspondente, *trade wind*, deriva de um uso arcaico da palavra *trade*, que significava "trilha" ou "caminho".

[4] As tempestades de neve podem ser comuns em grande parte das cidades do norte da Europa, da Ásia e da América do Norte.

[5] Também conhecido como "pavimento detrítico".

[6] Em inglês, *slip face.*

[7] Um dos desertos antigos mais extensos é aquele do Período Jurássico, registrado no Brasil pela Formação Botucatu, na Bacia do Paraná. Essa unidade e outras a ela correlacionáveis distribuem-se hoje em uma vasta região do centro-sul da América do Sul. Além disso, ela se correlaciona, também, com a Formação Clarens, do Supergrupo Karoo, na África do Sul.

[8] Em inglês, *Great Basin*.

[9] Essa área equivale, aproximadamente, à área da Bahia ou à de São Paulo ou, ainda, duas vezes à do Rio Grande do Sul.

[10] A expressão inglesa *playa lake*, eventualmente, aparece na literatura geológica brasileira sem ser traduzida. Por vezes, é traduzida como "lagos de deserto" ou "lagos efêmeros".

[11] *Dry-wash*, uma expressão que significa "roupa lavada, secada e não passada" (cf. Webster's), é utilizada nos Estados Unidos como correspondente a *wadi*, que corresponde a "rio efêmero" ou "rio de deserto".

[12] O *wadi* corresponde a um rio geralmente efêmero. Também denominado na literatura técnica brasileira "rio de deserto", "rio efêmero" e "uede".

# 20

# Costas e Bacias Oceânicas

Como as bacias oceânicas se diferenciam dos continentes ■ 562
Os processos costeiros ■ 562
A modelagem das linhas de costa ■ 572
As margens continentais ■ 581
O relevo do assoalho oceânico profundo ■ 583
A sedimentação oceânica ■ 589

Durante grande parte da história humana, os oceanos, que cobrem 71% da superfície da Terra, foram um mistério. As grandes populações que viveram à beira-mar conheciam bem as forças das ondas, a subida e descida das marés e os efeitos devastadores de tempestades violentas. Mas eles só podiam imaginar as forças que causavam esses processos. Sabemos agora que elas resultam de interações entre o sistema do clima e o sistema solar. As marés são causadas por interações gravitacionais entre a Terra, o Sol e a Lua, e a arrebentação costeira e as tempestades resultam de interações entre a atmosfera e a hidrosfera.

E o mar profundo, que é invisível aos humanos sem o auxílio de ferramentas de observação remota? A natureza do assoalho oceânico além das águas costeiras mais rasas permaneceu um mistério até meados do século XIX. Em 1872, o *Challenger*[1], um pequeno navio de guerra britânico convertido e equipado especificamente para o primeiro estudo científico dos mares, tornou-se o primeiro navio de pesquisa a explorar os oceanos de maneira científica. A expedição *Challenger* descobriu grandes áreas de colinas e planícies submersas, fossas extraordinariamente profundas e vulcões submarinos.

Hoje, os geocientistas ainda buscam respostas às questões levantadas pelas primeiras descobertas. Que forças tectônicas soergueram as cadeias e afundaram as fossas submarinas? Por que algumas áreas do fundo oceânico são planas e outras, montanhosas? Embora os oceanógrafos tenham feito importantes descobertas na primeira metade do século XX, as respostas para a maioria dessas questões tiveram que aguardar a revolução da tectônica de placas do final da década de 1960. Como vimos no Capítulo 2, foram as observações geológicas dos fundos oceânicos, e não dos continentes, que conduziram à teoria da tectônica de placas.

Ondas batendo contra um litoral rochoso no Parque Estadual de Cabo Arago, Condado de Coos, Oregon (EUA). [Steve Terrill/CORBIS]

**Neste capítulo, examinaremos os processos que afetam as linhas de costa e as áreas costeiras e consideraremos os efeitos de ondas, marés e tempestades danosas. A seguir, afastamo-nos mais da costa para examinar as margens submersas dos continentes que limitam as bacias oceânicas e concluímos com uma discussão do assoalho oceânico profundo.**

## Como as bacias oceânicas se diferenciam dos continentes

A teoria da tectônica de placas forneceu-nos um entendimento básico das diferenças entre a geologia continental e a oceânica. Distante das margens continentais, o assoalho oceânico profundo não tem montanhas dobradas e falhadas como as dos continentes. Em vez disso, a deformação é muito restrita ao falhamento e ao vulcanismo encontrados nas dorsais mesoceânicas e nas zonas de subducção. Além disso, os processos de intemperismo e erosão, discutidos nos capítulos anteriores, são de importância muito menor no oceano do que em terra, porque nestes não existem processos de fragmentação eficientes, como congelamento e descongelamento, ou agentes erosivos maiores, como correntezas e geleiras. As correntes do mar profundo podem erodir e transportar sedimentos, mas não atacar com eficiência os planaltos e as colinas de rochas basálticas que formam a crosta oceânica.

Por causa da deformação tectônica, o intemperismo e a erosão são mínimos na maior parte do fundo oceânico, e os processos construtivos de vulcanismo e sedimentação dominam a geologia dos oceanos. O vulcanismo cria dorsais mesoceânicas, grupos de ilhas no meio dos oceanos (como as ilhas do Havaí) e arcos de ilhas vulcânicas próximos às fossas oceânicas profundas. A sedimentação modela a maior parte do fundo oceânico. Sedimentos inconsolidados de lama e carbonato de cálcio cobrem as colinas baixas e as planícies do fundo oceânico e acumulam-se sobre as placas oceânicas assim que elas se expandem a partir das dorsais mesoceânicas. À medida que a placa se move para mais longe, distanciando-se de uma dorsal, ela acumula sedimentos. A sedimentação do mar profundo é mais contínua que a sedimentação na maioria dos ambientes continentais e, dessa maneira, preserva melhor o registro dos eventos tectônicos – por exemplo, como vimos, nos dá uma história mais detalhada das mudanças climáticas da Terra.

No entanto, esse registro é limitado no tempo, porque a subducção está continuamente engolindo as placas oceânicas de volta para o manto e, dessa maneira, destruindo os sedimentos oceânicos por metamorfismo e fusão. Em média, leva apenas algumas dezenas de milhões de anos para que a crosta oceânica criada em uma dorsal mesoceânica expanda-se ao longo de um oceano e entre em uma zona de subducção. Como vimos no Capítulo 2, as partes mais antigas do fundo oceânico atual foram formadas no Jurássico, há cerca de 180 milhões de anos; elas são frequentemente encontradas próximas ao limite oeste da Placa do Pacífico (ver Figura 2.15). Nos próximos 10 milhões de anos, ou próximo a isso, o registro sedimentar que recobre essa crosta vai desaparecer no manto.

Os cinco oceanos principais (Atlântico, Pacífico, Índico, Ártico e Antártico[2]) formam um corpo único de água conectada, que poderia ser chamado de *oceano global*. O termo *mar* é usado para se referir a corpos menores de água de alguma maneira secundários em relação aos oceanos. O Mar Mediterrâneo, por exemplo, está estreitamente conectado com o Oceano Atlântico por meio do Estreito de Gibraltar e com o Oceano Índico pelo Canal de Suez. Outros mares estão conectados mais abertamente, como o Mar do Norte e o Oceano Atlântico. A composição química geral da água do mar – a água salgada dos oceanos e mares – é surpreendentemente constante em anos e lugares diferentes. O equilíbrio químico mantido pelos oceanos é determinado pela composição geral das águas dos rios que o adentram, pela composição dos sedimentos levados até eles e pela formação de novos sedimentos no próprio oceano.

## Os processos costeiros

As *costas* são as amplas regiões onde a terra e os rios encontram o mar. Os problemas ambientais atuais, como a erosão costeira e a poluição das águas rasas, têm feito com que a geologia das linhas de costa seja uma área crítica de pesquisa. As linhas de costa, mesmo dentro de um único continente, apresentam contrastes marcantes da paisagem (**Figura 20.1**). Na costa da Carolina do Norte (EUA), por exemplo, as praias arenosas, longas e retas estendem-se por quilômetros ao longo das baixas planícies costeiras (Figura 20.1a). Ali, a atividade tectônica é limitada, e são as correntes produzidas pela quebra de ondas que modelam o litoral. A costa de Oregon (EUA), por outro lado, é dominada por penhascos rochosos (ver a foto de abertura do capítulo). Mesmo que o efeito das ondas seja considerável, é o soerguimento tectônico que modela essa paisagem. Muitos dos bordos virados para o mar de ilhas nos trópicos são recifes de coral, modelados por sedimentação biológica (Figura 20.1d). Como veremos, a tectônica, a erosão e a sedimentação trabalham juntas para criar essa grande variedade de formas e materiais.

As maiores forças geológicas operando na **linha de costa**[3] – a linha onde a água intercepta a costa – são as correntes oceânicas criadas pelas ondas e marés. Essas correntes erodem até as costas rochosas mais resistentes.

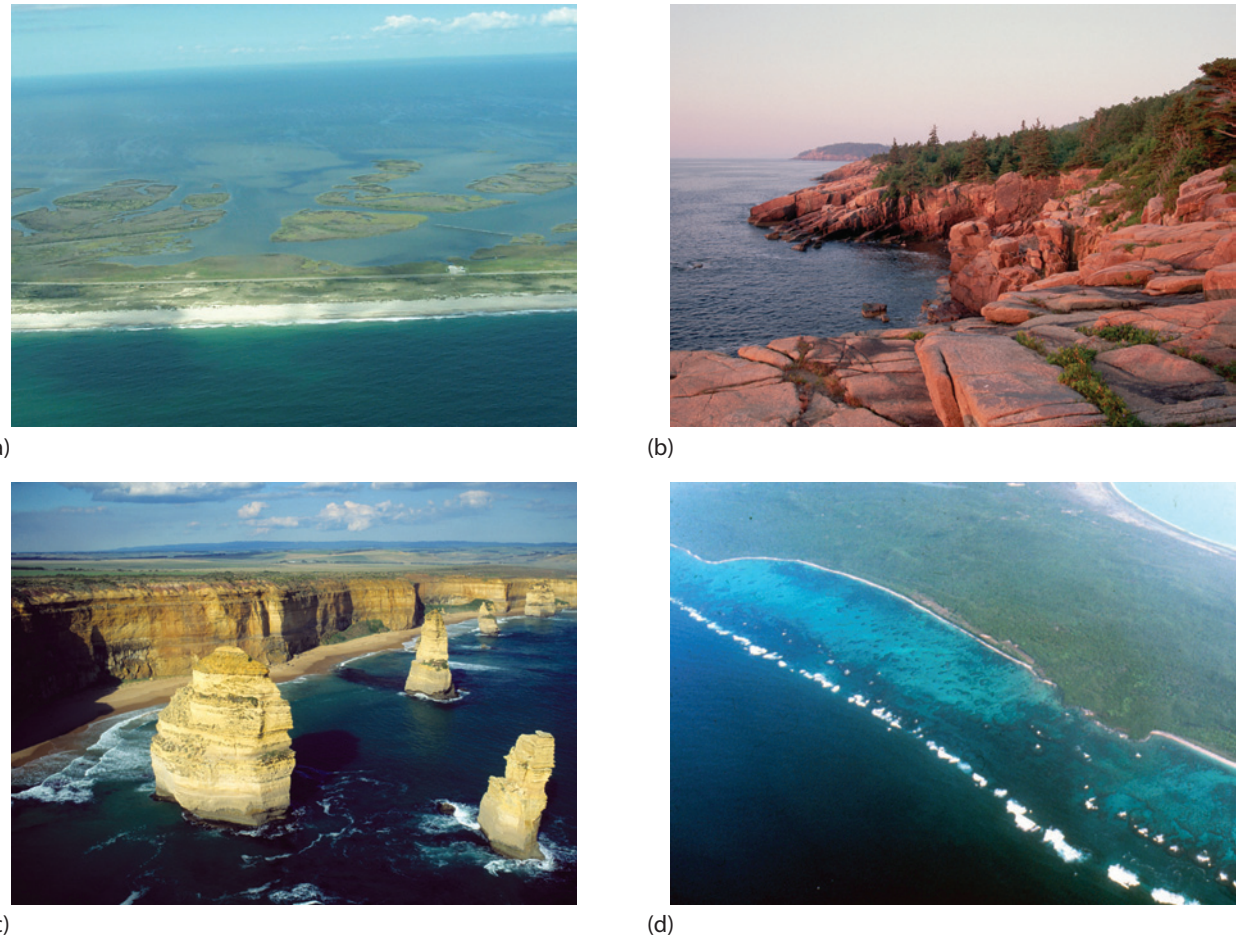



**FIGURA 20.1** ■ As linhas de costa exibem uma grande variedade de formas geológicas. (a) Praia arenosa, longa e retilínea, Ilha Pea, Carolina do Norte (EUA). (b) Linha de costa rochosa, Ilha Mount Desert, Maine (EUA). Essa linha de costa, que foi submetida à glaciação, está sendo soerguida desde o final da última idade do gelo, há cerca de 11 mil anos. (c) Os Doze Apóstolos, um grupo de blocos amontoados em Porto Campbell, Austrália, desenvolvido em rochas sedimentares. Esses remanescentes da erosão da costa são deixados para trás à medida que a linha de costa retrai-se sob a ação das ondas. (d) Recife de coral ao longo da linha de costa da Flórida (EUA). [(a) Cortesia de Bill Birkemeier/U.S. Army Corp of Engineers; (b) Neil Rabinowitz/CORBIS; (c) Kevin Schafer; (d) Hays Cummins, Miami University]

Elas também transportam os sedimentos produzidos por erosão e depositam-nos em praias e águas rasas ao longo da costa.

Como vimos em capítulos anteriores, as correntes são essenciais para entender os processos geológicos na superfície terrestre, e os processos costeiros não são exceção. Examinaremos os vários tipos de correntes que modelam nossas linhas de costa.

## Movimento das ondas: a chave para a dinâmica da linha praial

Séculos de observação ensinaram-nos que as ondas são mutáveis. Quando está um tempo calmo, elas rolam regularmente na costa com cavas calmas entre si. Quando ocorrem os ventos intensos de uma tempestade, no entanto, as ondas movem-se em uma confusão de formas e tamanhos. Elas podem ser baixas e suaves longe da costa, mas tornam-se altas e profundas à medida que se aproximam da terra. As ondas altas podem quebrar na costa com grande violência, fragmentando paredes de concreto e rompendo casas construídas na praia. Para entender a dinâmica das linhas de costa e tomar decisões apropriadas a respeito da sua ocupação e desenvolvimento, necessitamos entender como as ondas trabalham.

O vento que sopra sobre a superfície da água cria ondas por transferência de energia do movimento do ar para a água. Quando uma brisa suave de 5 a 20 km/h começa a soprar sobre a superfície do mar calmo, ondas capilares – pequenas ondas de menos de 1 cm de altura – tomam forma. À medida que a velocidade do vento aumenta para

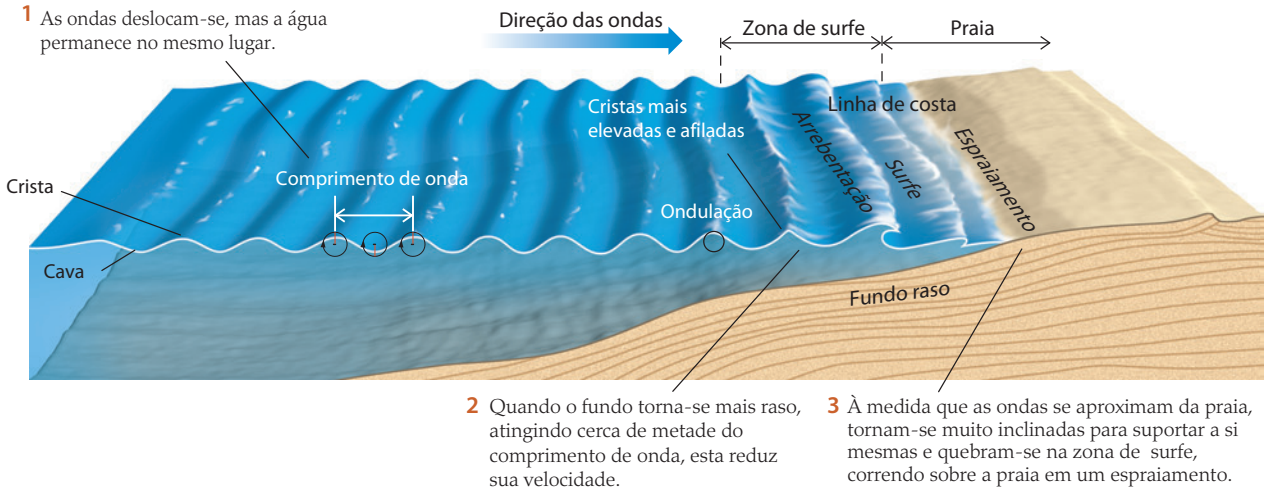



**FIGURA 20.2** ■ O movimento da onda na linha de costa é influenciado pela profundidade da água e pela forma do fundo.

cerca de 30 km/h, as pequenas ondulações tornam-se vagas. Ventos mais fortes formam ondas maiores e sopram os seus topos para formar topos brancos. A altura das ondas depende de três fatores:

- A velocidade do vento
- O período de tempo durante o qual o vento sopra
- A distância que o vento percorre na superfície da água

As tempestades sopram enormes ondas irregulares que se irradiam a partir da área de tempestade, como ondulações movendo-se a partir de um seixo caído em uma poça. À medida que as ondas deslocam-se a partir do centro, em círculos que aumentam progressivamente, elas tornam-se mais regulares, transformando-se em ondas baixas, largas e arredondadas, denominadas *ondulação*[4], que podem viajar centenas de quilômetros. Diversas tempestades diferentes em uma linha de costa, cada uma produzindo o seu próprio padrão de ondulação, explicam os frequentes intervalos irregulares entre ondas que se aproximam da costa.

Se você já viu ondas no oceano ou em um grande lago, provavelmente deve ter notado o modo como um pedaço de madeira flutuando na água move-se um pouco para frente, à medida que o topo da onda passa, e, depois, um pouco para trás, à medida que a cava entre as ondas passa. Movendo-se para trás e para frente, a madeira permanece aproximadamente no mesmo lugar, e o mesmo ocorre com a água em torno dela. As moléculas de água movem-se em círculos, embora as ondas estejam se movendo na direção da costa.

Descrevemos a forma de uma onda em termos das três características seguintes (**Figura 20.2**):

1. *Comprimento de onda*, a distância entre as cristas
2. *Altura da onda*, a distância vertical entre a crista e a cava
3. *Período*, o tempo que leva para as ondas sucessivas passarem um ponto fixo

Mede-se a velocidade na qual a onda move-se para frente usando uma equação básica:

$$V = \frac{L}{T}$$

em que $V$ é a velocidade, $L$ é o comprimento de onda e $T$ é o período. Assim, uma onda típica, com um comprimento de 24 m e um período de 8 s teria uma velocidade de 3 m/s. O período da maioria das ondas varia de apenas poucos segundos até 15 a 20 s, com comprimentos de onda variando de 6 a 600 m. Consequentemente, as velocidades de onda variam de 3 a 30 m/s. O movimento orbital torna-se muito pequeno abaixo de um nível de cerca de metade do comprimento de onda. É por isso que os mergulhadores de grandes profundidades e submarinos não são afetados pelas ondas na superfície.

## A zona de surfe

A ondulação torna-se mais alta à medida que se aproxima da linha de costa. Lá, assume a forma familiar de uma onda com crista nítida. Elas são denominadas *ondas de arrebentação* porque, conforme se aproximam da costa, quebram e formam o surfe, que é uma superfície com bolhas e espuma. O cinturão ao longo do qual as ondas de arrebentação colapsam à medida que se aproximam da linha de costa é a *zona de surfe*.

A transformação da ondulação para ondas de arrebentação inicia-se onde a profundidade do leito é menor que a metade do comprimento da ondulação. Nesse ponto, o pequeno movimento orbital das partículas de água próximas ao fundo torna-se restrito porque, agora, a água não pode se mover verticalmente. Acima disso, ela pode desenvolver um pequeno movimento vertical (ver Figura 20.2). O movimento restrito das moléculas de água desacelera a onda inteira. No entanto, seu período permanece o mesmo porque a ondulação continua a deslocar-se do mar alto na mesma proporção. A partir da equação da

onda, sabemos que, se o período permanece constante e o comprimento de onda diminui, a velocidade também deve diminuir. A onda típica que usamos anteriormente como exemplo pode, uma vez mantido o mesmo período de 8 s, mudar para um comprimento de 16 m e, assim, sua velocidade será de 2 m/s. Desse modo, as ondas tornam-se menos espaçadas, mais altas e menos inclinadas, e suas cristas tornam-se mais afiladas.

À medida que uma onda rola em direção à costa, ela torna-se tão inclinada que a água não suporta mais a si mesma, e, então, a onda colapsa na zona de surfe (ver Figura 20.2). Os leitos com leve inclinação promovem a quebra da onda mais longe da costa, e os leitos com grande inclinação fazem a onda quebrar próximo à costa. Onde as costas rochosas são bordejadas por águas profundas, as ondas quebram diretamente nas rochas com a força de toneladas por metro quadrado, atirando água para o alto, no ar (ver a foto de abertura do capítulo). Não surpreende que paredes de concreto erguidas para proteger construções ao longo da costa comecem a rachar rapidamente e necessitem de reparos frequentes.

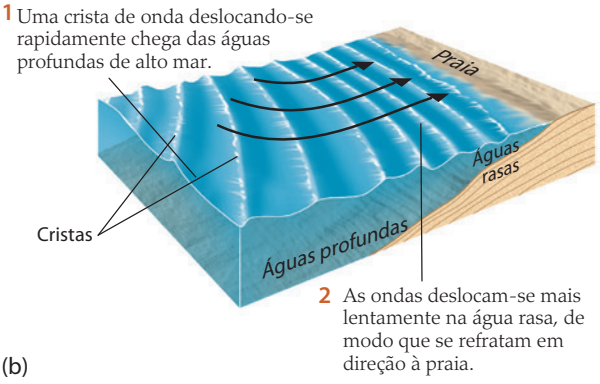
Após quebrar na zona de surfe, as ondas, agora reduzidas em altura, continuam a mover-se, quebrando exatamente na linha de costa. Elas movem-se subindo a face na frente da praia, formando uma água de saca chamada de *espraiamento*[5]. A água então retorna novamente, como uma *onda de recuo*[6]. O espraiamento e a onda de recuo podem carregar[7] areia e até grandes seixos e calhaus se as ondas forem altas o suficiente. A onda de recuo carrega as partículas de volta para o mar.

O movimento de ida e volta da água próximo à costa é forte o suficiente para carregar grãos de areia e até cascalho. A ação das ondas em águas com profundidade de cerca de 20 m pode mover areia fina. Grandes ondas causadas por tempestades intensas podem escavar o fundo em profundidades muito maiores que 50 m. Em profundidades menores, as tempestades transportam sedimentos na direção oposta à costa, frequentemente exaurindo as areias finas das praias.

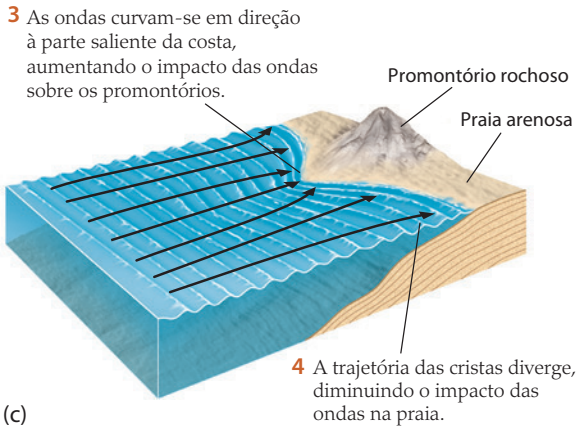
## Refração de ondas

Longe da costa, as linhas de ondulação são paralelas umas às outras, mas geralmente apresentam um ângulo com a linha de costa. À medida que as ondas aproximam-se da costa com um fundo cada vez mais raso, as sequências de onda gradualmente encurvam-se para uma direção mais paralela à costa (**Figura 20.3a**). Esse encurvamento é chamado de *refração de onda*. É similar ao encurvamento de raios de luz na refração óptica, que faz com que um lápis semissubmerso pareça encurvado quando observado na superfície da água. A refração de onda inicia-se à medida

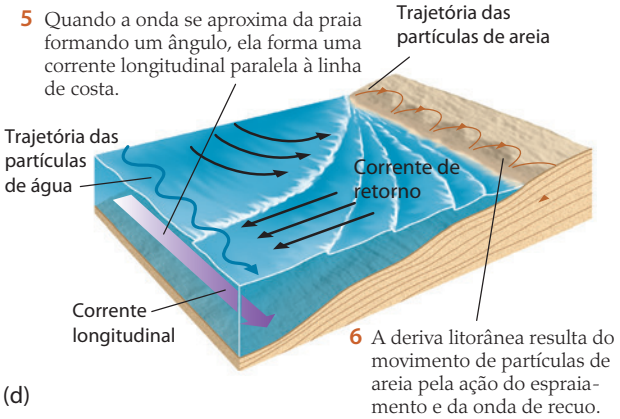
(a)




(b)




(c)




(d)

**FIGURA 20.3** ■ Refração de onda. (a) As ondas aproximam-se da costa com um ângulo. (b) À medida que as ondas aproximam-se da costa, o ângulo das cristas de onda fica mais paralelo à linha de costa. (c) A refração de onda aumenta a erosão de pontais projetados. (d) A refração de onda origina a deriva e as correntes litorâneas. [Galen Rowell/CORBIS]

que a parte da onda mais próxima da costa encontra antes o fundo cada vez mais raso, e a frente da onda reduz a velocidade. Então a parte seguinte da onda encontra o fundo e também reduz a velocidade. Enquanto isso, as partes mais próximas da costa moveram-se para águas mais rasas ainda e, com isso, diminuíram bem mais a sua velocidade. Assim, em uma transição contínua ao longo da crista da onda, a linha de ondas encurva-se em direção à costa à medida que reduz sua velocidade (Figura 20.3b).

A refração de ondas resulta em ação mais intensa das ondas nos promontórios (Figura 20.3c) e ação menos intensa em baías indentadas. As águas tornam-se rasas mais rapidamente em torno dos promontórios que nas águas profundas que o circundam. Assim, as ondas são refratadas em torno dos promontórios – ou seja, são encurvadas em direção à parte que está se projetando da costa em ambos os lados. As ondas convergem em torno do ponto emerso e despendem, proporcionalmente, mais da sua energia ao quebrar nesses lugares do que em outros ao longo da costa. Por causa dessa concentração da energia das ondas em promontórios, elas tendem a desgastá-los mais rapidamente do que em seções retilíneas da linha de costa.

O oposto acontece como resultado da refração de ondas em baías. As águas no centro da baía são mais profundas, de modo que as ondas são refratadas nas águas mais rasas em ambos os lados. A energia do movimento das ondas é reduzida no centro da baía, o que as torna bons portos para navios.

Embora a refração torne as ondas mais paralelas à costa, muitas ainda se aproximam formando pequenos ângulos. À medida que elas se arrebentam na costa, a onda de avanço sobe o declive praial perpendicularmente àquele pequeno ângulo. A onda de recuo desce o declive praial no sentido oposto e segundo o ângulo de maior declividade. A combinação dos dois movimentos move a água em um pequeno caminho na parte inferior do declive praial (Figura 20.3d). Os grãos de areia carregados pelo espraiamento e pela onda de recuo são, assim, movimentados ao longo da praia em um movimento de ziguezague conhecido como *deriva litorânea*.

As ondas, ao aproximarem-se obliquamente ao longo da linha de costa, também podem causar uma **corrente longitudinal**[8], ou seja, uma corrente de águas rasas que é paralela à costa. O movimento da água do espraiamento e da onda de recuo cria uma trajetória em ziguezague das partículas da água que se soma ao transporte verificado ao longo da costa, na mesma direção da deriva litorânea. Grande parte do transporte de areia verificado ao longo de muitas praias provém desse tipo de corrente. As correntes longitudinais são as determinantes principais das formas e da extensão das barras de areia e outras feições deposicionais ao longo da costa. Ao mesmo tempo, por causa da sua capacidade de erodir a areia solta, as correntes longitudinais podem remover muita areia de uma praia. A deriva litorânea e as correntes longitudinais trabalhando juntas são processos potentes no transporte de grandes quantidades de areia em praias e em águas muito rasas. Em águas mais profundas, mas ainda rasas (menos de 50 m), as correntes longitudinais – especialmente aquelas que se movem durante grandes tempestades – afetam em muito o fundo.

Alguns tipos de fluxos relacionados às correntes longitudinais podem ameaçar banhistas desavisados. Uma *corrente de retorno*, por exemplo, é um forte fluxo de água movendo-se para fora da praia em altos ângulos com a costa (ver Figura 20.3d). Ela ocorre quando uma corrente longitudinal origina-se ao longo da costa e a água acumula-se imperceptivelmente até que um ponto crítico é alcançado. Nesse ponto, a água dirige-se para o mar, fluindo em uma corrente rápida através das ondas que se aproximam. Os banhistas podem evitar ser carregados para dentro do mar nadando paralelamente à costa para fugir da corrente de retorno.

## As marés

A subida e a descida do mar duas vezes ao dia, chamadas de **marés**, são conhecidas dos marinheiros e dos moradores litorâneos há milhares de anos. Muitos observadores notaram a relação entre a posição e as fases da Lua, as alturas das marés e as horas do dia em que a água alcança o nível de maré mais alto. No entanto, foi somente a partir do século XVII, quando Isaac Newton formulou a lei da gravidade, que começamos a entender que as marés resultam do empuxo gravitacional da Lua e do Sol nas águas dos oceanos.

A atração gravitacional de dois corpos decresce à medida que eles se distanciam. Assim, a força que produz as marés varia nas diferentes partes da Terra. No lado da Terra mais próximo da Lua, a água dos oceanos experimenta uma atração gravitacional maior que a atração média de toda a parte sólida do planeta. Isso produz uma intumescência na água. No lado da Terra mais distante da Lua, a parte sólida é puxada mais em direção ao satélite do que a água, e esta aparenta ter sido puxada para longe da Terra como outra protuberância. Assim, duas intumescências de água ocorrem nos oceanos da Terra: uma do lado mais próximo à Lua; e outra no lado mais afastado (**Figura 20.4a**). À medida que a Terra rota, as intumescências de água mantêm-se aproximadamente alinhadas. Uma está sempre de frente para a Lua e a outra, sempre diretamente oposta. Essas intumescências passando sobre a Terra em rotação são as marés altas.

O Sol, embora muito mais distante, tem tanta massa (e, desse modo, tanta gravidade) que é, também, causador de marés. As marés solares são um pouco menores que a metade da altura das marés lunares e não são sincrônicas com as lunares. As marés solares ocorrem à medida que a Terra rota uma vez a cada 24 horas, a duração de um dia solar. A rotação da Terra em relação à da Lua é um pouco mais longa, porque esta, ao se mover em torno daquela, resulta em um dia lunar de 24 horas e 50 minutos. Nesse dia lunar, existem duas marés altas, com duas marés baixas entre elas.

Quando a Lua, a Terra e o Sol estão alinhados, as forças gravitacionais do Sol e da Lua são reforçadas. Isso produz as *marés de sizígia*, que são as mais altas; elas têm

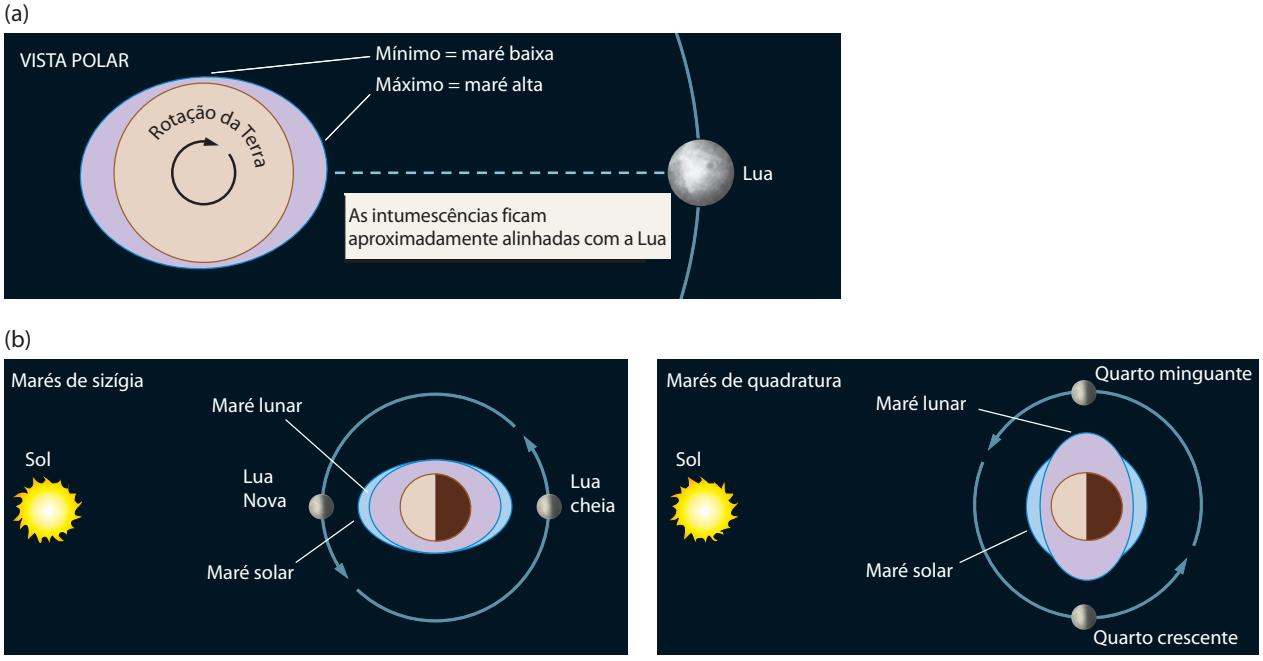



**FIGURA 20.4** ■ As marés são causadas pela atração gravitacional da Terra, da Lua e do Sol. (a) A atração gravitacional da Lua causa duas intumescências de água nos oceanos da Terra, uma no lado próximo à Lua e outra no lado mais distante. À medida que a Terra gira, essas intumescências mantêm-se alinhadas com a Lua e passam sobre a superfície do planeta, formando as marés altas. (b) Na Lua nova e na cheia, as marés do Sol e da Lua reforçam-se e formam as mais altas marés (sizígia). Na Lua crescente e na minguante, as marés do Sol e da Lua estão em oposição, causando marés baixas (marés de quadratura ou pré-maré alta).

o seu nome derivado a partir da altura, não da estação, e aparecem a cada duas semanas, durante a Lua cheia e a nova. As marés mais baixas, as *marés de quadratura*, aparecem entre as outras, durante a Lua nova e a crescente, quando o Sol e a Lua formam altos ângulos entre si com relação à Terra (Figura 20.4b).

Embora as marés ocorram regularmente em todos os lugares, as diferenças entre as marés altas e as baixas variam em diferentes partes do oceano. À medida que a Terra gira, as protuberâncias das águas se movem ao longo da superfície do oceano, encontrando obstáculos, como continentes e ilhas, que diminuem o fluxo da água. No meio do Oceano Pacífico – no Havaí, por exemplo, onde existe pouca constrição ou obstrução ao fluxo das marés – a diferença entre as marés baixa e alta é de apenas 0,5 m. Próximo a Seattle, onde a costa ao longo da Angra de Puget é muito irregular e as marés sofrem constrições devido à existência de caminhos estreitos, a diferença entre as duas marés é de cerca de 3 m. Marés excepcionais ocorrem em alguns lugares, como na Baía de Fundy, no leste do Canadá, onde a variação pode ser de mais de 12 m. Muitas pessoas que vivem ao longo da costa precisam saber quando as marés vão ocorrer, de modo que os governos publicam tabelas mostrando a previsão de suas alturas e a hora em que ocorrerão. Essas tabelas combinam a experiência local com o conhecimento de movimentos astronômicos da Terra e da Lua com relação ao Sol.

As marés que se movem próximas à linha de costa causam correntes que podem atingir a velocidade de poucos quilômetros por hora. À medida que a maré aumenta, a água flui em direção à costa como *maré enchente*, movendo-se em pântanos costeiros rasos e acima de pequenos cursos d'água. À medida que a maré passa o seu estágio mais alto e começa a diminuir, a *maré vazante* retira-se e as áreas costeiras baixas ficam novamente expostas. Essas correntes de maré meandram por meio dos canais cortados nas **planícies de maré**, as áreas lamosas ou arenosas que estão acima da maré baixa, mas que são inundadas na maré alta (**Figura 20.5**). Onde obstáculos restringem o fluxo das marés e aumentam sua variação, as velocidades da corrente podem se tornar muito altas. Grandes dorsais de areia, com vários metros de altura, podem se formar nesses canais de maré.

## Furacões e ressacas costeiras

Os **furacões** são as maiores tempestades na Terra, girando massas de nuvens densas por centenas de quilômetros e sugando sua energia das águas quentes de superfície dos oceanos tropicais. O termo *furacão* origina-se do nome *Huracán*, o deus das tempestades para o povo maia da América Central. No Pacífico Ocidental e no Mar da China, os furacões são conhecidos como *tufões*, da palavra cantonesa *tai-fung*, que significa "grande vento". Na Aus-

**FIGURA 20.5** ■ As planícies de marés, como esta no Monte Saint-Michel, na França, podem constituir-se em áreas extensas, cobrindo muitos quilômetros quadrados, mas ocorrem com maior frequência sob a forma de estreitas faixas de praia voltadas para o mar. Quando uma maré muito alta avança em uma ampla planície de maré, ela pode mover-se tão velozmente que as áreas são inundadas mais rápido do que uma pessoa possa correr. É bastante aconselhável que os frequentadores das praias obtenham informações sobre as marés locais antes de sair para passear nas mesmas. [Thierry Prat/CORBIS Sygma]

trália, em Bangladesh, no Paquistão e na Índia, são chamados de *ciclones*; e nas Filipinas, de *baguios*.

Independentemente do nome, essas intensas tempestades tropicais podem causar destruição. Por exemplo, um ciclone catastrófico atingiu as terras baixas costeiras de Bangladesh em 1970, matando 500 mil pessoas afogadas – talvez o desastre natural mais fatídico dos tempos modernos. Outro ciclone atingiu a mesma região em 1991, quando pelo menos 140 mil morreram afogados (**Figura 20.6**). A tempestade de 1991 foi mais intensa, mas o número de mortos foi menor devido a melhores preparativos para o desastre; 2 milhões de pessoas foram evacuadas.

Os efeitos prejudiciais dos ventos extremamente altos e constantes de um furacão e das chuvas torrenciais são, por natureza, fáceis de entender. Porém, a ressaca associada, que pode inundar regiões importantes da linha de costa, é potencialmente o efeito mais destruidor de um furacão. Quando o furacão Katrina atingiu Nova Orleans, Louisiana (EUA), em 29 de agosto de 2005, o desastre que se seguiu não resultou tanto do impacto direto do furacão em si, mas sim da ressaca, que, com o tempo, causou o desabamento de diversas partes do sistema de diques artificiais que protege Nova Orleans (ver Plano de Ação para a Terra 20.1 nas páginas 572 e 573). A inundação subsequente de partes da cidade custou centenas de vidas e deixou a cidade submersa e abandonada por quase um mês.

**FORMAÇÃO DE FURACÕES** Os furacões formam-se sobre trechos tropicais dos oceanos terrestres, entre as latitudes 8° e 20°, em áreas de alta umidade, ventos leves e temperaturas quentes da superfície marinha (normalmente 26°C ou mais). Essas condições geralmente ocorrem no verão e no início do outono no Atlântico Norte e Pacífico Norte tropicais. Por essa razão, a "estação" dos furacões no Hemisfério Norte vai de junho a novembro (**Figura 20.7**).

**FIGURA 20.6** ■ Devastação causada por um ciclone em Chittagong, Bangladesh, em 1991. [Pablo Bartholomew/Liaison Agency/Getty Images]

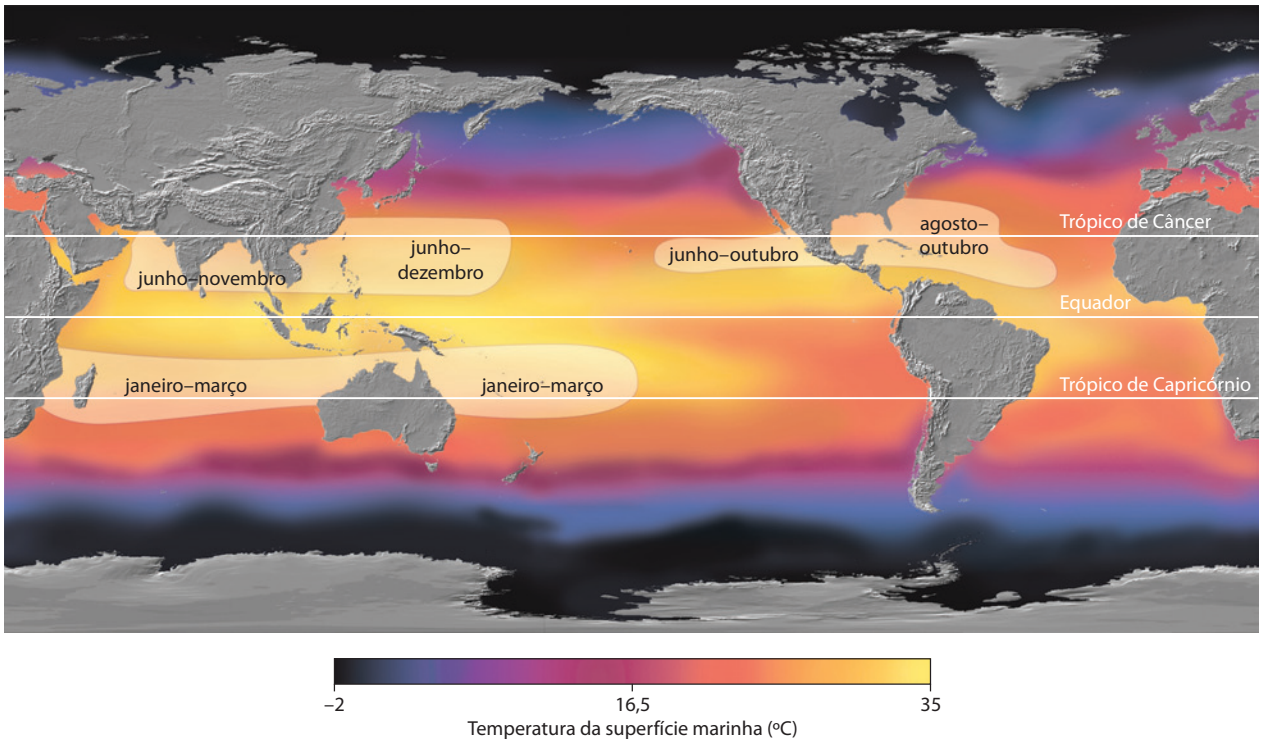



**FIGURA 20.7** ■ Os furacões surgem no verão e no início do outono, quando a temperatura oceânica está mais quente. As áreas com sombras claras indicam os locais onde os furacões são mais comuns. Também são exibidas as épocas do ano em que são mais frequentes. [NASA/GSFC]

O primeiro sinal de desenvolvimento de furacões é o surgimento de um aglomerado de tempestades com trovoadas sobre o oceano tropical em uma região em que há convergência de ventos alísios. Ocasionalmente, um desses aglomerados rompe-se dessa zona de convergência e fica mais organizado. A maioria dos furacões que afetam o Oceano Atlântico e o Golfo do México origina-se em uma zona de convergência próxima à costa da África Ocidental e intensifica-se à medida que rompe e se dirige para oeste ao longo do Atlântico tropical.

Conforme o furacão desenvolve-se, o vapor d´água se condensa para formar chuva, que libera energia térmica. Em resposta a esse aquecimento atmosférico, o ar circundante torna-se menos denso e começa a ascender, e a pressão atmosférica no nível do mar cai na região de aquecimento. À medida que sobe, o ar desencadeia mais condensação e precipitação, o que, por sua vez, libera mais calor. Nesse ponto, um processo de retroalimentação positiva é posto em movimento, conforme as temperaturas crescentes no centro da tempestade fazem com que as pressões de superfície caiam para níveis progressivamente mais baixos. No Hemisfério Norte, em função do efeito de Coriolis (ver Capítulo 19), os ventos crescentes começam a circular em um padrão anti-horário em torno da área da tempestade de menor pressão, que, por fim, torna-se o "olho" do furacão (**Figura 20.8**).

Assim que a velocidade constante dos ventos atinge 37 km/h, o sistema da tempestade é chamado de *depressão tropical*. À medida que os ventos aumentam para 63 km/h, o

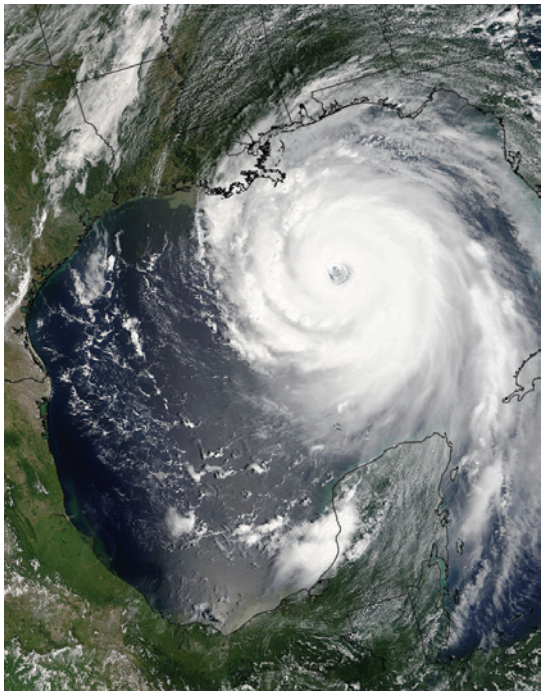


**FIGURA 20.8** ■ O furacão Katrina, em 28 de agosto de 2005, algumas horas antes de atingir Nova Orleans. No Hemisfério Norte, os ventos circulam em sentido anti-horário em torno do "olho" do furacão, que é a localização de menor pressão atmosférica. [NASA/Jeff Schmaltz, MODIS Land Rapid Response Team]

sistema é chamado de *tempestade tropical* e recebe um nome. Essa tradição de dar nomes começou com o uso de códigos na Segunda Guerra Mundial, como Andrew, Bonnie, Charlie e assim por diante. Finalmente, quando a velocidade dos ventos atinge 119 km/h, a tempestade é classificada como furacão. Assim que se torna um furacão, a tempestade recebe uma classificação de 1 a 5 com base na *escala de intensidade de furacões de Saffir-Simpson* (Quadro 20.1). Essa escala é utilizada para estimar os potenciais danos a propriedades e a inundação esperada ao longo da costa em razão da chegada em terra do furacão. Ela é análoga à escala de intensidade de Mercalli para terremotos (ver Quadro 13.1).

**RESSACAS** À medida que um furacão se intensifica, um domo de água do mar – conhecido como **ressaca** – ergue-se acima do nível da superfície oceânica circundante. A altura da ressaca está diretamente relacionada à pressão atmosférica no olho do furacão e à intensidade dos ventos que o circulam. Ondulações grandes, arrebentação alta e ondas levadas pelo vento flutuam sobre a ressaca. Conforme o furacão aproxima-se do continente, a ressaca move-se para a costa e inunda áreas continentais costeiras, causando danos extensos às estruturas e ao ambiente da linha de costa (**Figura 20.9**). Qualquer massa de terra no caminho de uma ressaca será afetada em maior ou menor grau, dependendo de uma série de fatores. Quanto mais forte a tempestade e mais rasas as águas em alto-mar, maior é a ressaca. Quando os efeitos de uma ressaca coincidem com uma maré alta normal, o resultado é conhecido como *maré de tempestade* (**Figura 20.10**).

**QUADRO 20.1** A escala de intensidade de furacões de Saffir-Simpson

| Classificação de tempestade | Descrição |
|---|---|
| Categoria 1 | Ventos de 119 a 153 km/h. Ressaca geralmente 1 a 1,5 m acima do normal. Nenhum dano real às estruturas das construções. Os principais danos são a *trailers* não ancorados, arbustos e árvores. Alguns danos a *outdoors* mal construídos. Alguma inundação de estradas costeiras e danos leves ao píer. |
| Categoria 2 | Ventos de 154 a 177 km/h. Ressaca geralmente 2 a 2,5 m acima do normal. Danos aos telhados, portas e janelas das construções. Danos consideráveis a arbustos e árvores, sendo que algumas árvores são derrubadas. Danos consideráveis a *trailers*, *outdoors* mal construídos e píers. As rotas de fuga costeiras e de baixo relevo inundam 2 a 4 horas antes da chegada do centro do furacão. Pequenas embarcações ancoradas em locais desprotegidos rompem as amarras. O furacão Frances de 2004 chegou em terra pela extremidade sul da Ilha de Hutchinson, Flórida (EUA), na forma de furacão categoria 2. |
| Categoria 3 | Ventos de 178 a 209 km/h. Ressaca geralmente 2,5 a 3,5 m acima do normal. Alguns danos estruturais a pequenas residências e edifícios públicos, com uma pequena quantidade de falhas no muro de vedação. Danos a arbustos e árvores, folhagem e grandes árvores arrancadas. *Trailers* e *outdoors* mal construídos são destruídos. Rotas de fuga em terrenos baixos são interrompidas pela subida da água 3 a 5 horas antes da chegada do centro do furacão. A inundação próxima à costa destrói estruturas pequenas, e as estruturas maiores são danificadas por golpes de detritos flutuantes. Terrenos continuamente mais baixos do que 1,5 m acima do nível do mar podem ser inundados 3 m para o continente ou mais. Pode ser necessária a evacuação de residências em áreas baixas dentro de um raio de diversos quarteirões da linha de costa. Os furacões Jeanne e Ivan de 2004 eram de categoria 3 quando chegaram em terra na Flórida e no Alabama (EUA), respectivamente. O furacão Katrina de 2005 atingiu o continente próximo a Buras-Triumph, Louisiana, com ventos de 204 km/h. O Katrina é o furacão que causou o maior prejuízo na história registrada, com estimativas de mais de US$ 200 bilhões em perdas. |
| Categoria 4 | Ventos de 210 a 250 km/h. Ressaca geralmente 3,5 a 5 m acima do normal. Rupturas de muros mais extensas, com alguns destelhamentos completos em pequenas residências. Arbustos, árvores e todos os *outdoors* são arrancados. Destruição completa de *trailers*. Grandes danos em portas e janelas. Rotas de fuga em terrenos baixos podem ser interrompidas pela subida da água 3 a 5 horas antes da chegada do centro do furacão. Danos sérios aos andares inferiores de estruturas próximas à costa. Terrenos mais baixos do que 3 m acima do nível do mar podem ser inundados, exigindo evacuação generalizada de áreas residenciais distantes até 15 km da costa. |
| Categoria 5 | Ventos acima de 250 km/h. Ressaca geralmente maior que 5 m acima do normal. Destelhamento completo de muitas residências e prédios industriais. Colapso completo de algumas edificações, e pequenos quiosques de utilidade pública são arrastadas ou voam para longe. Todos os arbustos, árvores e *outdoors* são arrancados. Destruição completa de *trailers*. Grandes danos em portas e janelas. Rotas de fuga em terrenos baixos são interrompidas pela subida da água 3 a 5 horas antes da chegada do centro do furacão. Grandes danos aos andares inferiores de todas as estruturas localizadas a menos de 4,5 m acima do nível do mar e distantes até 500 m da linha de costa. Pode ser necessária evacuação generalizada de áreas residenciais em terrenos baixos distantes até 15 a 20 km da costa. Somente três furacões categoria 5 atingiram a costa dos Estados Unidos desde o início dos registros. O furacão Andrew de 1992 chegou em terra pelo sul do Condado de Miami-Dade, Flórida, causando US$ 26,5 bilhões em perdas – o segundo furacão mais custoso registrado. |

**FIGURA 20.9** ■ Ressacas de furacões ao longo das costas podem resultar na destruição completa de prédios residenciais, que se empilham como fileiras de detritos a uma distância grande da linha de costa. Os danos vistos aqui foram causados pelo furacão Katrina em 2005. [U.S. Navy/Getty Images]

A ressaca é o mais mortal dos perigos associados aos furacões, conforme evidenciado pelo furacão Katrina em 2005. A magnitude de um furacão geralmente é descrita em termos da velocidade do vento (ver Quadro 20.1), mas a inundação costeira causa mais óbitos do que os ventos fortes. Barcos arrancados do ancoradouro, postes de eletricidade e outros detritos flutuantes em uma ressaca frequentemente causam a demolição dos prédios que não foram destruídos pelos ventos. Mesmo sem o peso de detritos flutuantes, uma ressaca pode causar uma grave erosão em praias e rodovias e solapar pontes. Como grande parte das linhas de costa do Atlântico e da Costa do Golfo densamente populadas dos Estados Unidos estão menos de 3 m acima do nível do mar, o perigo de ressacas nesses locais é enorme.

**CHEGADA DO FURAÇÃO AO CONTINENTE** Uma vez que os furacões se formam e se movem através de águas tropicais, a maioria atinge o continente em latitudes baixas. A maioria dos furacões do Atlântico Norte atinge o continente na Flórida e no norte do Golfo do México (**Figura 20.11**). Entretanto, como existe uma tendência nos ventos de serem desviados para o norte (devido ao efeito de Co-

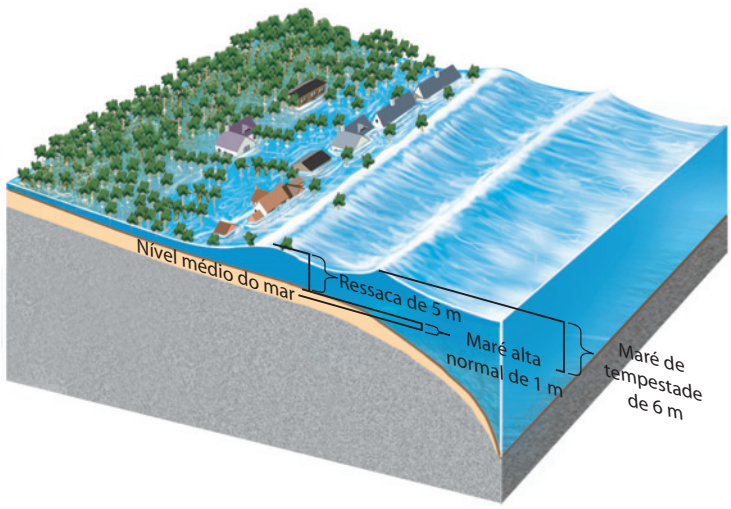



**FIGURA 20.10** ■ Uma maré de tempestade é a combinação de uma ressaca com uma maré alta normal. Se a ressaca chegar ao mesmo tempo que uma maré alta, a altura da água será aumentada. Por exemplo, se uma maré alta normal 1 m acima do nível do mar for combinada com uma ressaca de 5 m, a maré de tempestade resultante terá 6 m de altura.

# Plano de ação para a Terra

## 20.1 A grande inundação de Nova Orleans

No dia 25 de agosto de 2005, o furacão Katrina atingiu o sul da Flórida como uma tempestade de categoria 1, matando 11 pessoas. Três dias depois, no Golfo do México, o furacão transformou-se em uma tempestade monstruosa de categoria 5, com ventos máximos constantes de até 280 km/h e rajadas de até 360 km/h. Em 28 de agosto, o Serviço de Meteorologia dos Estados Unidos emitiu um boletim prevendo danos "devastadores" na Costa do Golfo, e o prefeito de Nova Orleans ordenou uma evacuação obrigatória da cidade sem precedentes.

Quando o Katrina atingiu o continente ao sul de Nova Orleans em 29 de agosto, já era quase uma tempestade de categoria 4, com ventos constantes de 204 km/h. Tinha pressão atmosférica mínima de 918 milibares (68,854 cm), sendo o terceiro furacão mais forte registrado a atingir os Estados Unidos. Mais de 100 pessoas perderam a vida nas primeiras horas da manhã de 29 de agosto como resultado do impacto direto da tempestade.

Uma ressaca de 5 a 9 m chegou sobre praticamente toda a linha de costa de Louisiana, Mississippi, Alabama e noroeste da Flórida. A ressaca de 9 m em Biloxi, Mississippi, foi a maior já registrada nos Estados Unidos. Os efeitos dessa ressaca em Nova Orleans foram devastadores e sem precedentes. O Lago Pontchartrain, que, na verdade, é uma enseada costeira facilmente influenciada pelas condições oceânicas, foi inundado pela ressa-

A água transborda sobre um dique ao longo do Canal de Navegação de Inner Harbor e inunda a área central de Nova Orleans. [Vincent Laforet-Pool/Getty Images]

riolis), os furacões, por vezes, atingem o continente mais adiante na costa do Atlântico. Em casos raros, podem atingir a Nova Inglaterra, mas sempre são de intensidade menor em razão das temperaturas mais baixas da superfície oceânica. Os furacões mais potentes de categoria 4 e 5 estão restritos a latitudes baixas.

As tempestades tropicais que se transformam em furacões podem ser monitoradas por satélites, e as condições meteorológicas dentro das tempestades podem ser investigadas por aeronaves. Pela inserção de muitos tipos de dados em modelos de computador, os meteorologistas podem prever o trajeto de uma tempestade e as mudanças de sua intensidade até alguns dias antes dela chegar no continente com precisão razoável. O Centro de Furacões dos Estados Unidos previu que o Katrina atingiria Nova Orleans na forma de um furacão grave três dias antes do evento.

## A modelagem das linhas de costa

Os efeitos dos processos costeiros que acabamos de descrever são melhor observados nas linhas de costa. Ondas, correntes longitudinais, correntes de maré e ressacas interagem com os processos da tectônica de placas e com

ca. Ao meio-dia de 29 de agosto, diversas seções do sistema de diques que continha as águas do Lago Pontchartrain de Nova Orleans desmoronaram. A inundação subsequente da cidade a profundidades de até 7 ou 8 m deixou 80% de Nova Orleans submersos. Os efeitos da enchente custaram pelo menos outras 300 vidas e, em 21 de setembro, o número de mortes ultrapassou 1.500, quando doenças e desnutrição indiretamente causadas pela inundação produziram efeitos.

Moradores atravessam com dificuldade uma rua alagada de Nova Orleans após a passagem do furacão Katrina. [James Nielsen/AFP/Getty Images]

O furacão Katrina ultrapassou o furacão Andrero e se transformou no desastre natural mais dispendioso da história dos Estados Unidos, com danos atingindo quase US$ 200 bilhões. Além das milhares de vidas perdidas, mais de 150 mil residências foram destruídas, e mais de 1 milhão de pessoas ficaram desabrigadas – uma crise humanitária sem igual nos Estados Unidos desde a Grande Depressão.

O que aconteceu e o que poderia ter sido feito para reduzir os danos? Assim como a maioria dos desastres naturais, este foi o resultado de forças geológicas raras, mas poderosas, combinado com uma falta de preparação humana. Ninguém havia previsto nem feito planos para o pior cenário. Os geocientistas haviam previsto há décadas que um furacão categoria 4 ou 5 um dia atingiria Nova Orleans. O registro histórico de furacões evidenciou que a ocorrência de um evento desses era praticamente certa. Como mostra a Figura 20.11, Nova Orleans está aproximadamente no meio da "luva de beisebol" para ocorrências de furacões nos Estados Unidos. Mas a cidade estava preparada para resistir aos efeitos prejudiciais apenas de um furacão categoria 3 ou menor. Cortes no orçamento federal deixaram somente um suporte simbólico disponível para manter e reforçar a margem leste dos diques contra furacões, que continham o Lago Pontchartrain. Essa complexa rede de muros de concreto, portões de metal e bermas feitas de terra nunca foi concluída, deixando a cidade vulnerável. Além disso, não é fácil proteger uma cidade contra ressacas de furacão quando as calçadas e residências estão, em média, 4 m abaixo do nível do mar. Nova Orleans está igualmente vulnerável a enchentes de proporções incomuns do rio Mississippi, que também é contido por um sistema de diques artificiais.

Quando grandes eventos catastróficos são raros, é natural questionar se vale a pena se preocupar com eles, e a memória humana pode não fornecer a orientação necessária. No curto prazo, podemos escapar dessas ameaças por boa sorte aleatória. Porém, no longo prazo, a história e o registro geológico mostram que essas forças raras e devastadoras, com o tempo, cobrarão seu preço se não estivermos preparados de forma adequada.

as estruturas geológicas da costa para moldar as linhas de costa em múltiplas formas. Podemos ver esses fatores funcionando nas linhas de costa mais populares – as praias.

## As praias

Uma **praia** é uma linha de costa formada por areia e seixos. As praias podem mudar de forma a cada dia, a cada semana, a cada estação e a cada ano. As ondas e as marés podem, algumas vezes, alargar e estender a praia por meio da deposição de areia e, em outros momentos, estreitá-las, carregando a areia.

Muitas praias são segmentos retilíneos de areia variando de 1 a mais de 100 km de comprimento; outras são pequenas faixas de areia em forma de meia lua entre promontórios rochosos. Cinturões de dunas bordejam a porção interior de muitas praias; colinas ou penhascos de sedimentos ou rocha bordejam outras. As praias podem ter *terraços de maré* – áreas planas e rasas entre a praia superior e uma barra de areia mais externa – nos seus lados voltados para o mar (**Figura 20.12**).

**A ESTRUTURA DAS PRAIAS** A **Figura 20.13** mostra as principais partes de uma praia. Nem todas estão presentes em

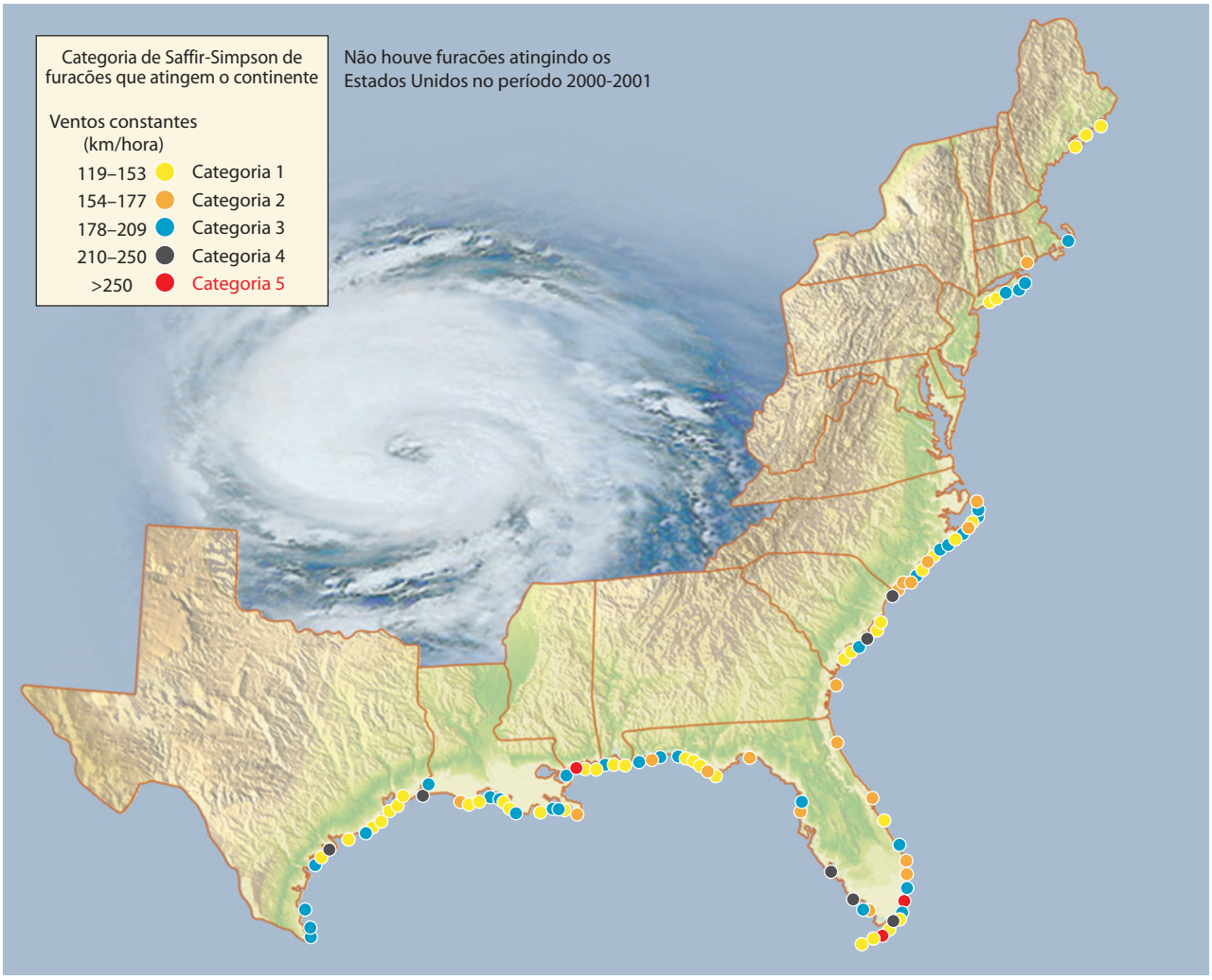



**FIGURA 20.11** ■ Os furacões com origem no Oceano Atlântico Norte geralmente atingem o continente nas áreas costeiras do sudeste dos Estados Unidos, inclusive nos Estados da Costa do Golfo. Os furacões perdem energia à medida que se movem através da água fria, então o número de furacões que atinge o continente cai drasticamente para os Estados no centro e no nordeste. [NOAA]

uma determinada praia. Mais externamente, está a *zona da plataforma interna*, limitada pela zona de surfe[9], onde o fundo torna-se raso o suficiente para que as ondas arrebentem. A *antepraia* inclui a zona de surfe[10]; a planície de maré; e, exatamente na praia, a *zona de espraiamento*[11], um declive praial dominado pelas ondas de avanço e de recuo. O *pós-praia* estende-se da zona de espraiamento para trás, até o nível mais alto da praia.

**O BALANÇO DE AREIA DE UMA PRAIA** Uma praia é um lugar de movimento incessante. Cada onda move areia para frente e para trás com o espraiamento e a onda de recuo. A deriva litorânea e as correntes longitudinais movem a areia para longe da praia. No bordo de uma praia, e também ao longo dela, a areia é removida e depositada em águas profundas. Na parte continental da praia ou ao longo de falésias marinhas, a areia e os seixos são liberados pela erosão e repõem o material da praia. O vento que sopra na praia transporta areia, algumas vezes, para dentro da água e, outras vezes, para a costa adentro, sobre o continente.

Todos esses processos juntos mantêm um balanço entre adição e remoção de areia, resultando em uma praia que pode parecer estável, mas que, na verdade, está trocando o seu material em ambos os lados. A **Figura 20.14** ilustra o balanço de areia de uma praia – a remoção e a adição de material por erosão, sedimentação e transporte. Em qualquer ponto ao longo de uma praia, há ganho de areia por adição a partir das seguintes fontes: do material de erosão ao longo do pós-praia; da areia que chega à praia por deriva litorânea e corrente longitudinal; e a partir dos rios que chegam ao mar ao longo da costa, trazendo sedimentos. A praia perde areia a partir: do vento, que a carrega para as dunas de pós-praia; da deriva li-

**FIGURA 20.12** ■ Terraço de maré exposto na maré baixa. Esta depressão rasa entre a crista exterior (uma barra de areia durante a maré alta) e a praia superior está repleta de marcas de onda devido ao fluxo de maré em muitos lugares. [James Valentine]

torânea e das correntes longitudinais; e das correntes de águas profundas, que transportam sedimentos durante as tempestades.

Se houver um balanço entre o aporte e a retirada de sedimentos, a praia estará em equilíbrio dinâmico e manterá a mesma forma geral. Se o aporte e a retirada de sedimentos não estiverem equilibrados, a praia cresce ou encolhe. Os desequilíbrios ocorrem naturalmente em períodos de semanas, meses ou anos. Uma série de grandes tempestades, por exemplo, pode mover uma grande quantidade de areia da praia para as águas mais profundas, estreitando a praia. Então, em um período de semanas de clima mais ameno e com ondas mais baixas, a areia pode mover-se para a costa e reconstruir uma praia larga. Sem esse movimento constante de areias, as praias podem tornar-se incapazes de recuperar-se do lixo, dos entulhos e de alguns tipos de poluição. Dentro de um ano ou dois, mesmo o petróleo de derramamentos pode ser transportado ou recoberto, embora resíduos com piche possam ser posteriormente descobertos em alguns pontos.

**ALGUMAS FORMAS COMUNS DE PRAIAS** As praias arenosas longas e rasas crescem onde o aporte de areia é abundante, frequentemente onde os sedimentos friáveis formam a costa. Nos locais onde o pós-praia é baixo e os ventos sopram em direção ao continente, largos cinturões de dunas bordejam a praia. Se a linha de costa for tectonicamente elevada e as rochas forem resistentes, formam-se falésias alinhadas na costa, e quaisquer pequenas praias que se formarem serão compostas por material erodido das falésias. Nos locais onde a costa é baixa, a areia é abundante e as correntes de maré são fortes, sendo construídas extensas planícies de maré que serão expostas durante a maré baixa.

**PRESERVAÇÃO DE PRAIAS** O que acontece se um dos aportes é bloqueado – por exemplo, por uma parede de concreto construída no topo da praia para prevenir a erosão? Se a erosão, um dos processos que fornece areia para a praia, for impedida, o suprimento de areia será cortado e, desse modo, a praia encolherá. Tentativas de salvar a praia, realizadas sem uma compreensão de seu equilíbrio dinâmico, podem, na verdade, destruí-la.

Os seres humanos estão alterando esse equilíbrio cada vez mais pela construção de prédios nas praias e estruturas para protegê-las da erosão. Edificamos cabanas e hotéis na costa; pavimentamos estacionamentos nas praias; e construímos molhes, pontais, píers e quebra-ondas. A consequência dessas construções efetuadas com pouco conhecimento é o encolhimento das praias em um lugar e a expansão em outro. À medida que os proprietários e os construtores processam uns aos outros e os governos estatais, os advogados introduzem nos tribunais de justiça o tema dos "direitos da areia" – ou seja, o direito da praia de ter a areia que ela naturalmente conteria.

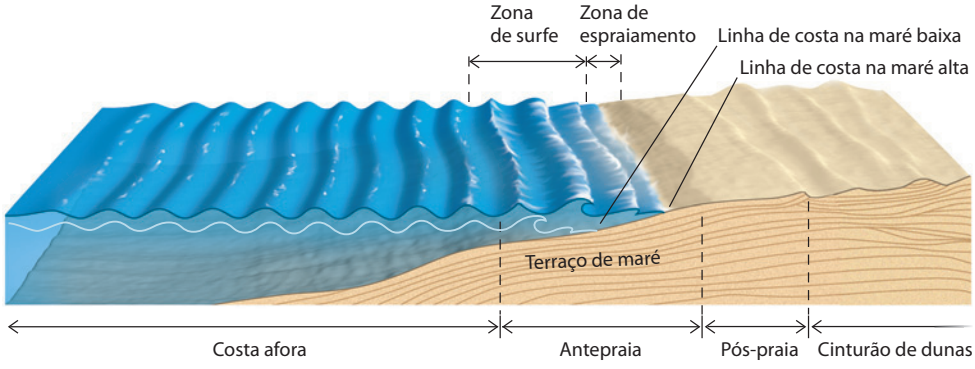



**FIGURA 20.13** ■ Perfil de uma praia mostrando suas principais feições.

| BALANÇO DE AREIA | |
|---|---|
| **ENTRADA** | **SAÍDA** |
| Sedimentos erodidos por ondas das falésias do pós-praia | Sedimentos transportados para as dunas do pós-praia por ventos vindos do mar |
| Sedimentos erodidos de outras porções da praia por correntes longitudinais e deriva litorânea | Sedimentos transportados pela deriva litorânea e por correntes longitudinais |
| Sedimentos trazidos por rios | Sedimentos transportados para águas profundas por correntes e ondas de maré |

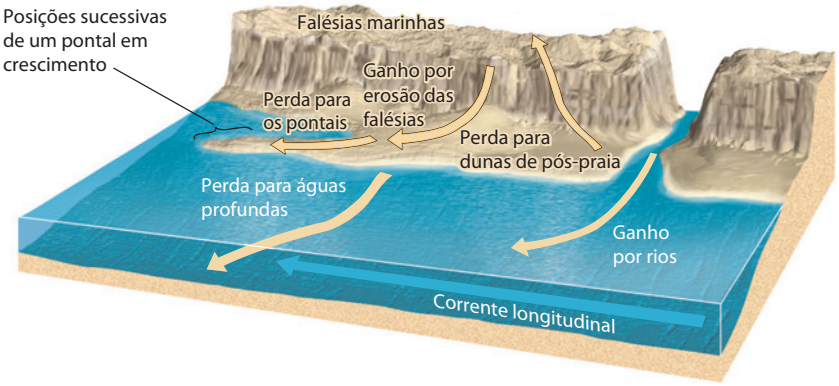



**FIGURA 20.14** ■ O balanço de areia é o balanço entre entrada e saída de areia por erosão, transporte e sedimentação.

Para usar um exemplo clássico, vamos examinar o que acontece quando uma ponta de contenção – uma estrutura construída na costa em ângulo reto com a mesma – é instalada. Nos meses e anos subsequentes, a areia da praia desaparece em um lado da ponta e a praia expande-se no outro (**Figura 20.15**). Essas mudanças são resultados previsíveis de processos costeiros normais. As ondas, as correntes e a deriva trazem areia em direção à barreira de contenção a partir da montante da corrente (geralmente, a direção dominante do vento). Quando são retidas na contenção, elas depositam a areia nesses lugares. No lado jusante da barreira de contenção, a corrente e a deriva movem-se novamente e erodem a praia. Nesse lado, no entanto, o fornecimento de areia é escasso, devido à contenção que bloqueia a corrente. Como resultado, o balanço da praia fica desequilibrado e ela encolhe. Se a estrutura de contenção é removida, a praia volta ao seu estado inicial.

A única maneira de salvar uma praia é deixá-la com suas feições naturais. Barreiras de contenção e muros de concreto são apenas soluções temporárias ao problema da erosão em praias e, mesmo que possam ser mantidos com grandes custos, muitas vezes por conta do dinheiro público, a praia em si vai sofrer. Projetos de restauração de

**FIGURA 20.15** ■ A construção de barreiras de contenção para controlar a erosão de uma praia pode produzir erosão a jusante do pontal e perda de parte da praia, enquanto a areia acumula-se do outro lado. Nesta foto, as correntes longitudinais fluem da esquerda para a direita. [Philip Plisson/Explorer]

praias, que envolvem o transporte de grandes volumes de areia da zona da plataforma interna, tiveram algum sucesso (ver Prática de Geologia), mas também são extremamente caros. Cedo ou tarde, devemos aprender a deixar as praias em seu estado natural.

## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### A restauração de praias funciona?

A erosão de praias é um problema enfrentado por muitas comunidades que passaram a apreciar a beleza cênica de suas praias e dependem delas para dar suporte ao turismo e ao desenvolvimento econômico. A erosão de praias é geralmente motivada por processos naturais; no entanto, em alguns casos, é intensificada por práticas de engenharia sem sucesso que se propõem a preveni-la. Nos últimos anos, cientistas e engenheiros combinaram esforços para criar novas abordagens que levaram a um maior sucesso na proteção de praias.

As praias do Condado de Monmouth, em Nova Jersey, na costa atlântica dos Estados Unidos, estão entre as mais estudadas do mundo. A modificação humana dessas praias começou em 1870 com a construção da ferrovia de Nova York e Long Branch. O acesso pela ferrovia permitiu o desenvolvimento do turismo e, por fim, o transporte para o trabalho na cidade de Nova York, que passaram a alterar a costa. Muros de concreto substituíram praias, e dunas de areia e quebra-mares rochosos foram construídos a cada 400 metros, aproximadamente, ao longo da linha de costa de 20 km do condado. Pouco a pouco, nos próximos 100 anos, o Condado de Monmouth estreitou-se muito, até que quilômetros da costa ficaram sem nenhum tipo de praia de areia. As únicas praias para banho eram encontradas em minúsculos bolsos enfiados nos cantos feitos pelo muro de contenção e um quebra-mar. Tempestades de inverno em 1991 e 1992 causaram danos consideráveis a toda a linha de costa do Condado de Monmouth, movendo o calçadão de volta para as ruas na forma de fragmentos despedaçados. Ocorreram danos às residências à medida que o oceano facilmente elevou-se sobre as praias quase inexistentes e muros de contenção insuficientes.

Em 1994, o Estado de Nova Jersey levou a sério a busca de uma solução para o problema da erosão nas praias e pediu ajuda ao governo federal. O Congresso subsequentemente autorizou o financiamento do maior projeto de restauração de praias já tentado no país, abrangendo 32 km de costa no Condado de Monmouth, da cidade de Sea Bright à Baía de Manasquan. O projeto de restauração envolveu o bombeamento de areia de áreas afastadas da costa suficiente para construir uma praia restaurada com 30 metros de largura e elevação de 3 metros acima do nível médio de água baixa. O projeto inclui suprimento periódico das praias restauradas em ciclos de seis anos durante 50 anos, a partir do início da construção da praia em 1994.

Um mapa das praias do Condado de Monmouth.

Com início em 1994 e término em 1997, 57 milhões de metros cúbicos de areia foram bombeados de aproximadamente 1,5 km da costa, a um custo de US$ 210 milhões. Esse volume inicial de colocação forneceu um suprimento enorme de areia nova às praias de nove dos 12 municípios costeiros. Os primeiros locais restaurados responderam bem, exigindo pouco acréscimo de areia desde o início do projeto.

No princípio, não era evidente que o projeto de restauração das praias do Condado de Monmouth teria êxito. Algumas pessoas previram perda total da areia em um ano ou dois. Apesar disso, o projeto teve resultados bem melhores do que todas as expectativas. Os resultados foram acompanhados pelo monitoramento de mudanças no volume de areia ao longo de um segmento de 13 km de comprimento da zona de restauração.

Colocação de areia na extremidade sul da praia de Monmouth, no Condado de Monmouth, Nova Jersey (EUA). Este projeto de controle de erosão por parte do Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos incluiu o fornecimento periódico de materiais às praias restauradas em ciclos de seis anos, por um período de 50 anos. [U. S. Army Corp of Engineers, Distrito de Nova York]

A tabela anexa dá um sentido mais quantitativo das mudanças sazonais no volume de areia ao longo da linha de costa em função da erosão e deposição por processos naturais. O monitoramento da erosão e deposição de areia com base sazonal entre 1998 e 2004 gerou um valor médio por metros cúbicos de areia perdido (ou ganha) por metro de costa ($m^3/m$) em cada estação. Quando esse valor sazonal é multiplicado pelo comprimento de 13 km da linha de costa, a mudança no volume da costa ($m^3$) pode ser calculada. Note que, no outono de 2002, um volume adicional de areia, suprido de modo artificial, foi adicionado à linha de costa. Esse preenchimento de manutenção foi projetado para compensar a remoção esperada de areia por processos naturais.

**Mudanças no volume de areia para uma extensão de 13 km da linha de costa do Condado de Monmouth, Nova Jersey, outono de 1998 a outono de 2004**

| Perda (−) ou ganho (+) por metro de linha de costa ($m^3$) | Perda ou ganho total ao longo da costa ($m^3/m$) | Período |
|---|---|---|
| +1,41 | +18.330 | Outono 1998 |
| +0,16 | +2.080 | Primavera 1999 |
| −22,97 | −298.610 | Outono 1999 |
| −42,09 | −547.170 | Primavera 2000 |
| −24,70 | −321.100 | Outono 2000 |
| −29,82 | −387.660 | Primavera 2001 |
| −43,44 | −564.720 | Outono 2001 |
| −1,02 | −13.260 | Primavera 2002 |
| +522,47 | +6.792.110 | Outono 2002* |
| −101,64 | −1.321.320 | Primavera 2003 |
| −77,00 | −1.001.000 | Outono 2003 |
| −38,84 | −504.920 | Primavera 2004 |
| −79,53 | −1.033.890 | Outono 2004 |

*Este ganho representa o preenchimento de manutenção no outono de 2002.

A partir desses dados, podemos tirar as seguintes conclusões:

1. A linha de costa perdeu uma média de 20 $m^3/m$ do volume de preenchimento inicial desde a primeira colocação até a primavera de 2002. (Esse número é a média da primeira coluna de números até o preenchimento de manutenção no outono de 2002.)
2. A taxa média de perda sazonal da linha de costa aumentou para 74 $m^3/m$ após o preenchimento de manutenção no outono de 2002. (Esse número é a média da primeira coluna de números depois do preenchimento de manutenção no outono de 2002.)
3. A linha de costa sofreu uma perda líquida de 162 $m^3/m$ desde a colocação inicial até a primavera de 2002. (Esse número é a média da segunda coluna de números até o preenchimento de manutenção no outono de 2002.)
4. A linha de costa sofreu uma perda líquida de 297 $m^3/m$ após o preenchimento de manutenção no outono de 2002. (Esse número é a média da segunda coluna de números após o preenchimento de manutenção no outono de 2002.)

Não se sabe quais fatores contribuíram para o aumento da perda de areia após 2002, mas os cientistas puderam investigar processos como aumento da frequência de tempestades ou maior intensidade de tempestades ao longo desse período.

O volume de areia fornecido pelo preenchimento de manutenção no outono de 2002 compensou as perdas entre 1998 e 2004? Pode-se responder a essa pergunta somando os números na segunda coluna da tabela (5.973.240 $m^3$) e comparando essa adição com o volume de areia adicionado no preenchimento de manutenção no outono de 2002 (6.792.110 $m^3$). Esses números são próximos o bastante para que se possa concluir que as perdas devidas a causas naturais foram compensadas pelo preenchimento de manutenção artificial.

***PROBLEMA EXTRA:*** Considerando o custo total do projeto de restauração inicial que teve início em 1994 e o volume de areia que foi bombeado para a costa naquela época, calcule o custo médio por metro cúbico de areia. Depois, use esse valor para estimar o custo do preenchimento de manutenção ocorrido no outono de 2002. Você acha que esse custo contínuo – a cada seis anos – vale a pena?

## Erosão e deposição nas linhas praiais

A topografia da linha praial, como a do interior do continente, é um produto de forças tectônicas elevando ou rebaixando a crosta terrestre, da erosão desgastando-a e da sedimentação preenchendo os locais mais baixos. Assim, os fatores que trabalham diretamente são:

- soerguimento da região costeira, o que leva à formação de feições erosionais costeiras;
- subsidência da região costeira, que produz formas deposicionais costeiras;
- a natureza das rochas ou dos sedimentos ao longo da linha praial;
- mudanças no nível do mar, que afetam o afogamento ou a emergência de uma linha de costa;
- as alturas das ondas comuns e das ondas de tempestade, que afetam a erosão;
- as alturas das marés, que afetam tanto a erosão como a sedimentação.

**FORMAS COSTEIRAS EROSIONAIS** A erosão é ativa em costas rochosas tectonicamente soerguidas. Ao longo dessas costas, as falésias proeminentes ou os promontórios avançam para o mar, alternando-se com estreitas reentrâncias e baías irregulares com pequenas praias. As ondas quebram contra as costas rochosas, solapando falésias e causando a queda de enormes blocos na água, onde são

**FIGURA 20.16** ■ Múltiplos terraços de abrasão marinha no litoral da Califórnia. Cada terraço registra uma elevação nitidamente distinta do nível do mar, que, por sua vez, é controlado por volumes de gelo glacial (ver Capítulo 15); quando volumes de gelo são estáveis, o nível do mar é fixo e as ondas erodem o substrato rochoso. [Foto de Dan Muhs/USGS. Daniel R. Muhs, Kathleen R. Simmons, George L. Kennedy, and Thomas K. Rockwell. "The Last Interglacial Period on the Pacific Coast of North America: Timing and Paleoclimate," *Geological Society of America Bulletin* (May 2002): 569-592]

gradualmente desgastados. À medida que as falésias marinhas retraem-se, os fragmentos isolados remanescentes, chamados de *agulha* ou *pilar rochoso*[12], são deixados no mar, bem longe da costa (ver Figura 20.1c). A erosão pelas ondas também aplaina a superfície rochosa abaixo da zona de surfe e cria um **terraço de abrasão marinha**, algumas vezes visível nas marés baixas (**Figura 20.16**). A erosão das ondas continuada por longos períodos pode retificar as linhas de costa, à medida que os promontórios retraem-se mais rápido que as reentrâncias e as baías.

Nos locais onde sedimentos relativamente friáveis ou rochas sedimentares formam a região costeira, as encostas são mais suaves e a altura dos penhascos costeiros é mais baixa. As ondas eficientemente erodem esses materiais mais friáveis; a erosão de penhascos nessas praias pode ser extraordinariamente rápida. As falésias de mar alto de materiais glaciais friáveis ao longo do Litoral Nacional do Cabo Cod[13], em Massachusetts (EUA), por exemplo, estão se retraindo a cerca de um metro por ano. Desde que Henry David Thoreau percorreu a extensão completa da praia, abaixo dessas falésias, na metade do século XIX, e escreveu sobre as suas viagens no livro *Cape Cod*, cerca de 6 $km^2$ de terreno costeiro foram engolidos pelo mar, o que equivale a cerca de 150 m de retração da praia.

Nossa discussão sobre praias ilustra a importância dos processos erosivos nesses ambientes com sedimentos friáveis. Em décadas recentes, mais de 70% da extensão total das praias arenosas do mundo têm se retraído a uma taxa de, pelo menos, 10 cm por ano, e 20% da extensão total têm se retraído a uma taxa de 1 m por ano. Grande parte dessa perda pode ser atribuída ao represamento de rios, que diminui o suprimento de sedimentos para a linha de costa.

**FORMAS DEPOSICIONAIS COSTEIRAS** Os sedimentos acumulam-se em áreas onde a subsidência rebaixa a crosta ao longo de uma linha de costa. Essas costas são caracterizadas por praias longas e largas e por amplas planícies costeiras de camadas sedimentares. Entre as formas da linha de costa incluem-se as barras arenosas, as ilhas arenosas baixas e as grandes planícies de maré. As longas praias crescem à medida que as correntes longitudinais carregam a areia para a extremidade da praia a jusante da corrente. Lá, ela é primeiramente construída como uma barra submersa e, então, emergindo na superfície da água, estende a praia pela adição de uma faixa estreita denominada **esporão**.

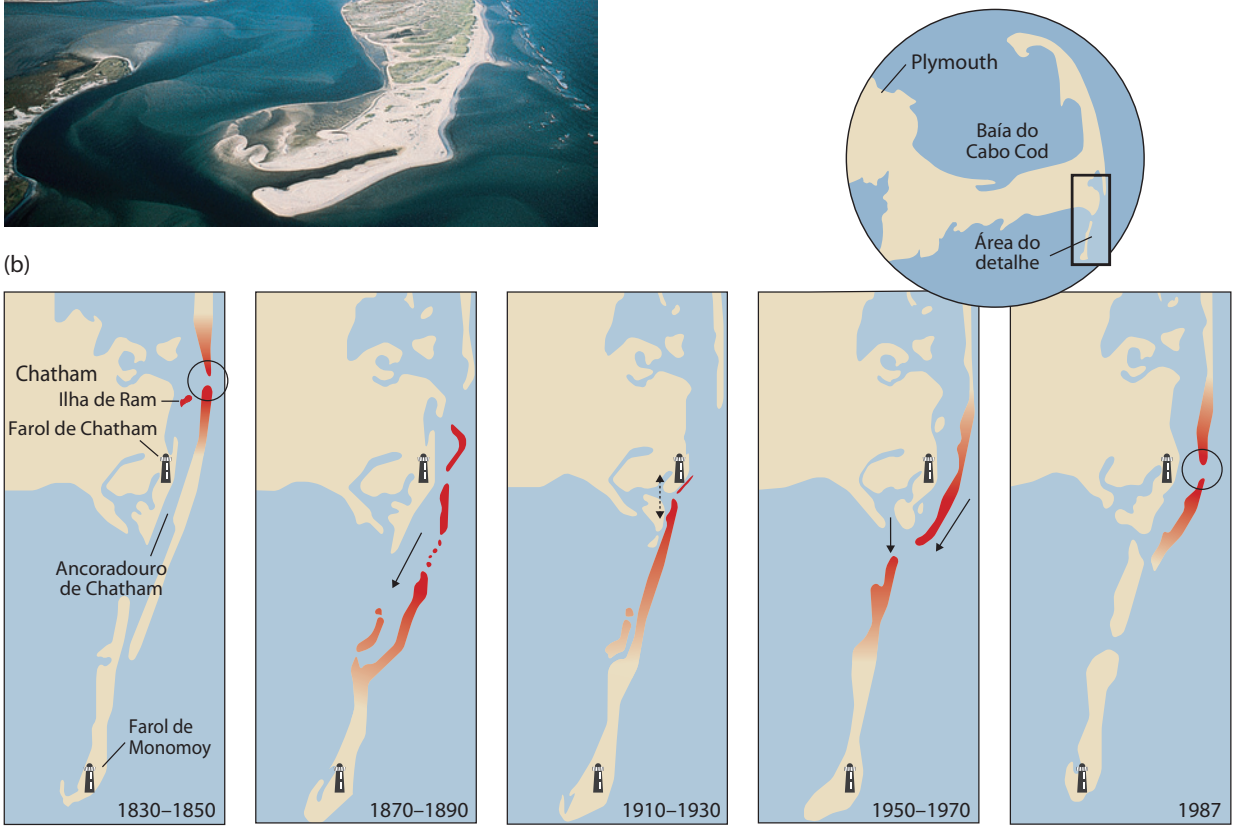
Extensas barras arenosas podem ser construídas mar adentro, tornando-se **ilhas-barreira**, que formam a barricada entre a zona de oceano aberto e a linha de costa principal. As ilhas-barreira são comuns, especialmente ao longo de costas mais baixas compostas de sedimentos facilmente erodíveis e transportáveis ou de rochas sedimentares fracamente cimentadas e em locais onde as correntes longitudinais são fortes. À medida que as barras emergem acima da superfície da água, a vegetação se instala, estabilizando as ilhas e auxiliando-as a resistir à erosão das ondas durante tempestades. As ilhas-barreira são separadas da costa por planícies de maré ou por lagunas rasas. Assim como as praias na costa continental principal, as ilhas-barreira estão em equilíbrio dinâmico com as forças que as moldam. Esse equilíbrio pode ser rompido por mudanças naturais do clima ou do regime de ondas e correntes ou por ocupação humana. O rompimento ou a perda da vegetação podem levar a uma erosão crescente, e as ilhas-barreira podem até desaparecer abaixo da superfície do mar. Elas também podem desenvolver-se e tornar-se mais estáveis se a sedimentação aumentar.

Durante centenas de anos, as linhas de costa arenosas podem sofrer mudanças significativas. Os furacões e outras tempestades intensas podem formar novas reentrâncias ou pontais ou romper reentrâncias e pontais existentes. Essas mudanças foram documentadas a partir de fotografias aéreas tiradas em diferentes intervalos de tempo. A linha de costa de Chatham, Massachusetts, no cotovelo do Cabo Cod, modificou-se bastante nos últimos 160 anos, e o farol teve de ser transferido. A **Figura 20.17** ilustra as diversas mudanças que ocorreram na configuração das barras ao norte e ao longo do pontal da Ilha de Monomoy, bem como as diversas rupturas das barras. Muitas casas estão agora em risco em Chatham, mas há poucas coisas

(a) Praia próxima ao Farol de Chatham

O rompimento do esporão-barreira, em 1987, mostrado abaixo à direita, foi fechado novamente antes de esta foto ter sido feita.

(b)




O círculo mostra a posição aproximada do rompimento do esporão-barreira em 1846. A ilha de Ram desapareceu posteriormente.

A praia ao sul do esporão central é rompida e migra para sudoeste, em direção ao continente e a Monomoy.

A praia do esporão central desapareceu, e os seus restos em breve vão conectar Monomoy ao continente.

A praia do esporão norte cresce constantemente com os sedimentos provindos das falésias; Monomoy separa-se do continente.

O ciclo de 140 anos inicia-se novamente com o rompimento, em 2 de janeiro, do esporão-barreira em frente ao Farol de Chatham (círculo).

**FIGURA 20.17** ■ Ilhas-barreira migrando na ponta sul do Cabo Cod, Massachusetts (EUA). (a) Vista aérea de Ponto Monomoy. Este esporão-barreira avançou em direção às águas profundas ao sul (*na frente da foto*) a partir das ilhas-barreira ao longo do corpo principal do cabo, para o norte (*ao fundo da foto*). (b) Transformações da linha de costa em Chatham durante os últimos 160 anos. [(a) Steve Dunwell/The Image Bank; (b) Fonte: Cindy Daniels, *Boston Globe* (February 23, 1987)]

que os residentes ou o governo possam fazer para prevenir que os processos praiais sigam o seu curso natural.

## Efeitos da mudança do nível do mar

As linhas de costa do mundo servem como barômetros para as iminentes mudanças causadas por muitos tipos de atividades humanas. A poluição dos nossos cursos d'água nos continentes, cedo ou tarde, chega às nossas praias, assim como o chorume dos lixões das cidades e o óleo de lavagem de tanques em alto-mar são levados à costa. À medida que a ocupação imobiliária e as construções ao longo das linhas costeiras expandem-se, veremos a diminuição continuada e, mesmo, o desaparecimento de algumas de nossas mais belas praias. À medida que o aquecimento global causar a subida do nível do mar, também veremos os efeitos nas nossas praias.

As linhas de costa são sensíveis a variações do nível do mar, que pode alterar a altura das marés, modificar a aproximação das ondas e afetar o caminho das correntes longitudinais ao longo da costa. A subida e a descida do nível do mar podem ser locais – um resultado de subsidência ou soerguimento tectônico – ou globais – o resultado, por exemplo, do derretimento ou da formação de geleiras. Uma das preocupações básicas em relação ao aquecimento global induzido pelo homem é o seu poten-

cial para causar elevação do nível do mar e, dessa maneira, alagar as linhas praiais, como veremos no Capítulo 21.

Em períodos de nível de mar baixo, as áreas que eram submersas ficam expostas aos agentes de erosão. Os rios estendem os seus cursos sobre essas regiões originalmente submersas e cortam vales na planície costeira recém-exposta. Quando o nível do mar sobe, alagando as terras do pós-praia, os sedimentos marinhos são depositados em áreas anteriormente continentais, a erosão é substituída pela sedimentação e os vales dos rios são afogados. Atualmente, longas línguas de mar indentam muitos litorais na costa do Atlântico Norte e Central. Essas longas línguas são antigos vales fluviais que foram alagados à medida que a última idade glacial terminou, há cerca de 11 mil anos, e o nível do mar subiu.

As variações do nível do mar na escala do tempo geológico podem ser medidas pelos estudos de terraços cortados por ondas (ver Figura 20.16), mas detectar as mudanças globais na breve escala do tempo (humana) pode ser difícil. As mudanças podem ser medidas localmente por meio da utilização de um medidor de marés que registra as variações do nível do mar em relação a uma marca da linha de base situada em terra. O maior problema é que o terreno move-se verticalmente como resultado da deformação tectônica, da sedimentação e de outras mudanças geológicas, e esse movimento é incorporado nas observações de medidas da maré. Os altímetros de satélites fornecem uma nova técnica para determinar as mudanças do nível do mar. O altímetro envia pulsos de ondas de radar que são refletidos pelo oceano, fornecendo medidas da distância entre o satélite e a superfície do mar com uma precisão de poucos centímetros.

Usando esses métodos, os oceanógrafos descobriram que o nível global dos mares subiu 17 cm durante o último século e continua a aumentar em torno de 3 mm por ano. Esse incremento correlaciona-se com o aumento das temperaturas no mundo todo, que, atualmente, a maioria dos cientistas acredita ter sido causado, pelo menos em parte, pelas emissões antropogênicas de gases de efeito estufa (ver Capítulo 23). Parte da elevação pode resultar de variações de curta duração, mas a magnitude da subida é consistente com os modelos climáticos que levam em consideração o aquecimento global. Esses modelos predizem que, sem esforços significativos de todas as nações para reduzir a emissão de gases de efeito estufa, o nível do mar vai subir, provavelmente, 3.100 cm durante este século.

## As margens continentais

Em alto-mar, além da linha de costa, está a plataforma continental. Em sua borda está o **talude continental**, que desce com uma inclinação mais ou menos acentuada até as profundezas do oceano. No sopé do talude está a **elevação continental**[14], que consiste em um leque de sedimentos lamosos e arenosos que se estende para a **planície abissal** no fundo da bacia oceânica (**Figura 20.18**).

Os litorais, as plataformas e os taludes continentais são conjuntamente chamados de **margens continentais**. Há dois tipos básicos de margens continentais: passiva e ativa. Uma **margem passiva** forma-se quando a expansão do fundo oceânico carrega um continente para longe do limite da placa, como as costas leste da América do Norte e da Austrália e a costa oeste da Europa. O nome implica quiescência: não existem vulcões e os terremotos são poucos e distantes entre si. Em contraste, as **margens ativas**, como a margem oeste da América do Sul, estão associadas à subducção. Ocasionalmente, as margens ativas estão associadas a falhamento transformante. A atividade vulcânica e os terremotos frequentes são responsáveis pelo nome dessas margens continentais. As margens ativas em zonas de subducção incluem uma fossa em direção ao mar aberto e um cinturão vulcânico ativo.

As plataformas continentais de margem passiva consistem, essencialmente, em sedimentos de águas rasas acamados, de composição terrígena e carbonática, com dezenas de quilômetros de espessura (Figura 20.18a). Embora os mesmos tipos de sedimentos possam ser encontrados em plataformas de margens ativas, é mais provável que tenham sua estrutura deformada e incluam cinzas vulcânicas e outros materiais vulcânicos, bem como sedimentos de oceano profundo. A maioria das margens ativas no lado leste do Oceano Pacífico (por exemplo, a oeste dos Andes na América do Sul) mostra, com frequência, uma plataforma continental estreita que cai rapidamente em uma profunda fossa oceânica sem muita acumulação de sedimentos (Figura 20.18c). Aquelas no lado oeste do Pacífico (por exemplo, em frente às Ilhas Marianas) têm uma plataforma mais larga entre o continente e a zona de subducção. A fossa forma *bacias de antepaís* substanciais, onde espessas sequências de sedimentos são depositadas (Figura 20.18b). A maioria dos sedimentos provém parcialmente da erosão de um arco vulcânico soerguido, mas também se acumulam por "raspagem" da crosta oceânica em subducção, formando uma *cunha acrescional*.

## A plataforma continental

A plataforma continental é uma das partes economicamente mais valiosas do oceano. O Banco Georges[15] em frente à Nova Inglaterra e os Grandes Bancos[16] de Newfoundland, por exemplo, estão há cerca de cem anos entre as zonas de pesca mais produtivas do mundo. Recentemente, plataformas para a perfuração de petróleo têm sido usadas para extrair grandes quantidades de petróleo e gás da plataforma continental, especialmente no Golfo, em frente à costa da Louisiana e do Texas.

Como as plataformas continentais encontram-se em profundidades rasas, elas estão submetidas à exposição e submersão como resultado de variações no nível do mar. Durante a glaciação pleistocênica, todas as plataformas que agora estão em profundidades menores que 100 m estavam acima do nível do mar, quando a maior parte das suas feições foi formada. As plataformas das altas latitudes foram submetidas à glaciação, produzindo uma topografia irregular de vales e bacias rasos e cristas. Aquelas localizadas em latitudes mais baixas são mais regulares, com incisões ocasionais de vales de correntes.

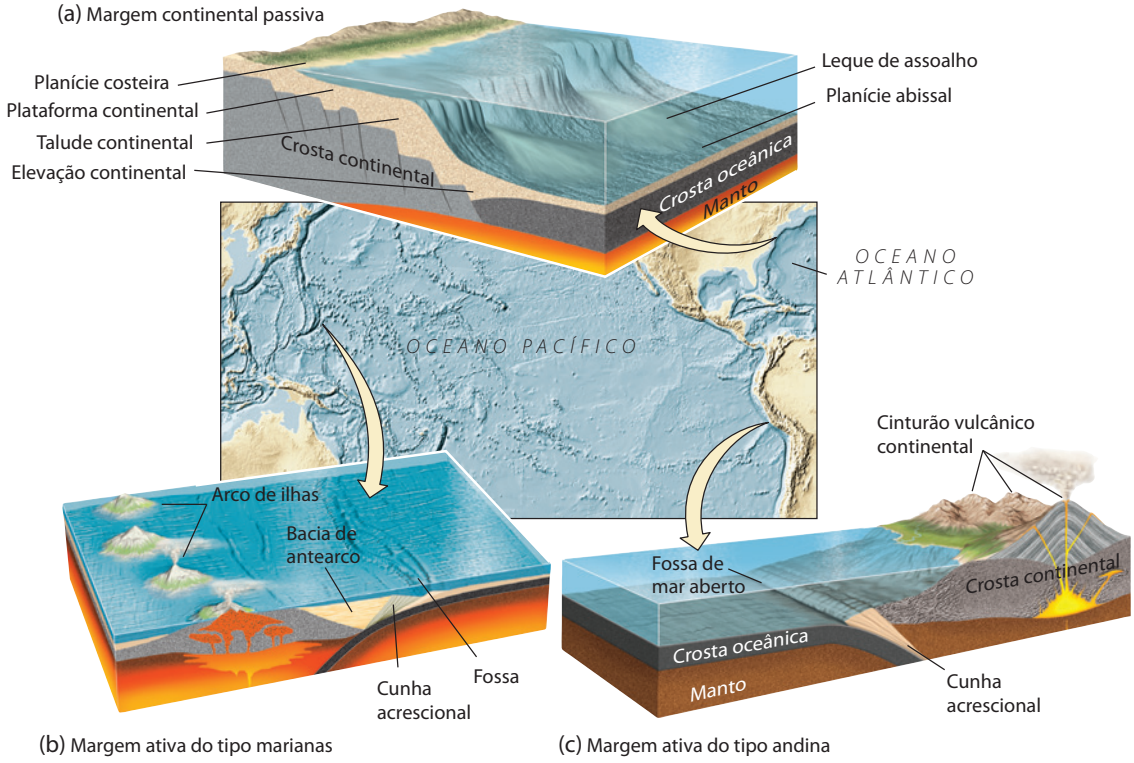



**FIGURA 20.18** ■ Perfil esquemático de três tipos de margens continentais. (a) Margem passiva (continental). (b) Margem ativa do tipo marianas. (c) Margem ativa do tipo andina.

## O talude e a elevação continentais

As águas do talude e da elevação continentais são muito profundas para que o leito do mar seja afetado por ondas e correntes de maré. Como consequência, os sedimentos que foram transportados por ondas e marés ao longo das plataformas continentais são depositados à medida que são aprisionados sobre o talude. Os taludes continentais mostram sinais de deslizamento de sedimentos e cicatrizes erosionais de fendas e cânions submarinos. Além disso, os depósitos de areia, silte e lama do talude e da elevação continental indicam transporte ativo de sedimento para as águas mais profundas. Por algum tempo, os geólogos ficaram intrigados a respeito de que tipo de corrente poderia causar tanta erosão e sedimentação do talude e elevação continental nessas grandes profundidades.

A resposta provou ser **correntes de turbidez** – fluxos de água turva, lamosa, movendo-se talude abaixo (**Figura 20.19**). As correntes de turbidez podem erodir e transportar sedimentos. Elas iniciam-se quando os sedimentos acumulados sobre a borda da plataforma continental deslizam para o talude continental. O repentino deslizamento submarino joga lama em suspensão, criando uma camada turva e densa de água. Devido a sua carga de lama em suspensão, a água túrbida é mais densa que a água mais clara sobrejacente e flui por baixo desta, acelerando-se à medida que desce pelo talude. Quando as correntes de turbidez alcançam o sopé do talude, sua velocidade diminui. Alguns dos sedimentos arenosos mais grossos começam a se depositar, frequentemente formando um *leque submarino* – um depósito semelhante aos leques aluviais continentais. Algumas das correntes mais fortes continuam a fluir ao longo do sopé continental, cortando canais nos leques submarinos. Onde atingem a planície abissal, essas correntes se espalham e depositam-se como camadas gradacionais de areia, silte e lama, chamadas de *turbiditos*.

De acordo com as pesquisas atuais, os deslizamentos de massa submarinos que acionam as correntes de turbidez são comuns. Alguns podem ser enormes. Um deslizamento gerou turbiditos de 8 a 10 m de espessura em uma grande área do oeste do Mediterrâneo, acumulando um volume de 500 $km^3$ de sedimentos. Os deslizamentos submarinos podem ocorrer espontaneamente ou ser desencadeados por um terremoto. Eles também podem ser causados pelo descongelamento de hidratos de metano, que são sólidos cristalinos compostos de metano e água. Os hidratos de metano são estáveis sob as altas pressões e baixas temperaturas de muitas grandes áreas dos oceanos. Nos sedimentos profundamente soterrados, eles transformam-se em gás metano (ver Capítulo 11). Se o nível do mar baixa, como acontece durante as idades glaciais, a pressão no fundo é reduzida, e o hidrato pode gaseificar-se, deflagrando um deslizamento de massa. As quantidades de gás produzidas são enormes, e os geólogos especularam sobre a possibilidade de explorar esses hidratos de gás submarinos para combustível.

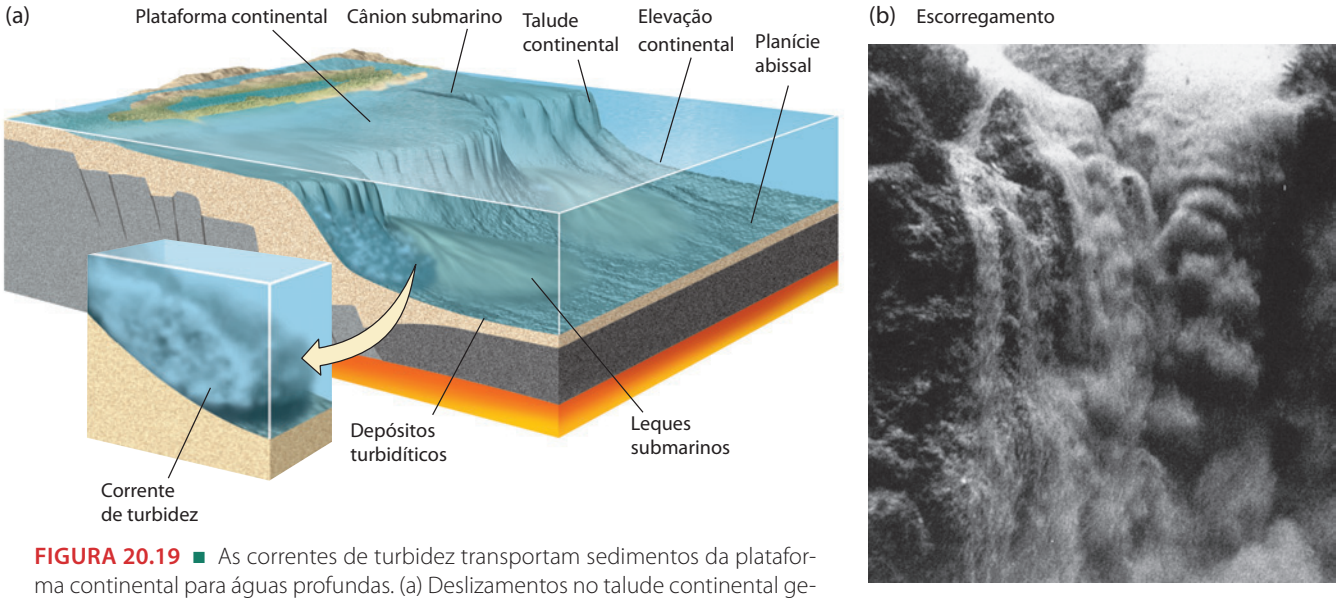



**FIGURA 20.19** ■ As correntes de turbidez transportam sedimentos da plataforma continental para águas profundas. (a) Deslizamentos no talude continental geram correntes de turbidez, que fluem pelo talude e pela elevação continental até a planície abissal. (b) Queda de areia nas cabeceiras de um cânion submarino na margem da plataforma continental. [Marinha dos Estados Unidos]

## Cânions submarinos

Os cânions submarinos são vales profundos erodidos na plataforma e no talude continental. Eles foram descobertos no início do século XX, sendo mapeados em detalhe em 1937. No início, alguns geólogos pensavam que eles poderiam ter sido formados por rios. Não há dúvida de que as partes mais rasas de alguns cânions foram canais de rios durante períodos de nível de mar baixo. Mas essa hipótese não forneceu uma explicação completa. A maioria dos leitos dos cânions tem milhares de metros de profundidade. Mesmo durante o máximo rebaixamento do nível do mar que ocorre nas idades glaciais do Pleistoceno, os rios poderiam ter erodido somente até uma profundidade de cerca de 100 m.

Embora outros tipos de corrente tenham sido propostos, as correntes de turbidez são, atualmente, a explicação mais bem aceita para a existência das partes mais profundas dos cânions submarinos (ver Figura 20.19). As evidências que suportam essa conclusão resultam, em parte, de uma comparação dos cânions modernos e seus depósitos com depósitos similares antigos e bem preservados, sobretudo, como o padrão dos turbiditos depositados em cânions e canais de leques submarinos.

# O relevo do assoalho oceânico profundo

Um mapa topográfico da superfície terrestre (**Figura 20.20**) revela as feições geológicas submersas mais importantes abaixo dos oceanos: dorsais mesoceânicas, linhas vulcânicas de pontos quentes, fossas de mar profundo, arcos de ilha e margens continentais.

A confecção de um mapa do assoalho oceânico profundo não é uma tarefa fácil. Como a luz do sol só penetra até uma profundidade de 100 m ou um pouco mais abaixo da superfície do mar, o oceano profundo é um lugar muito escuro. Não é possível mapear o assoalho oceânico usando luz visível, nem usar ondas de rádio de espaçonaves, como fizemos para mapear a superfície cheia de nuvens de Vênus. Ironicamente, a fotografia a partir de espaçonaves permitiu que mapeássemos a superfície dos nossos planetas vizinhos com uma resolução muito maior do que conseguimos com o assoalho oceânico profundo, até o presente momento.

## Amostrando o assoalho oceânico a partir de navios de superfície

É possível ver o assoalho oceânico diretamente a partir de um submersível de mergulho profundo. Essas pequenas embarcações podem observar e fotografar em grandes profundidades (**Figura 20.21**). Com seus braços mecânicos, eles podem quebrar fragmentos de rocha, amostrar sedimentos inconsolidados e capturar espécimes de animais exóticos do mar profundo. Os submersíveis robóticos mais novos são guiados por cientistas situados no navio-mãe acima. Mas a construção e a operação dos submersíveis são muito caras, e eles cobrem, no máximo, pequenas áreas.

Para realizar a maioria dos trabalhos, os oceanógrafos atualmente utilizam instrumentos para detectar a topografia do assoalho oceânico indiretamente, a partir de um navio na superfície. Um *sonar* colocado a bordo do navio, desenvolvido na primeira parte do século XX, envia pulsos de ondas sonoras. Quando essas ondas são refletidas de volta

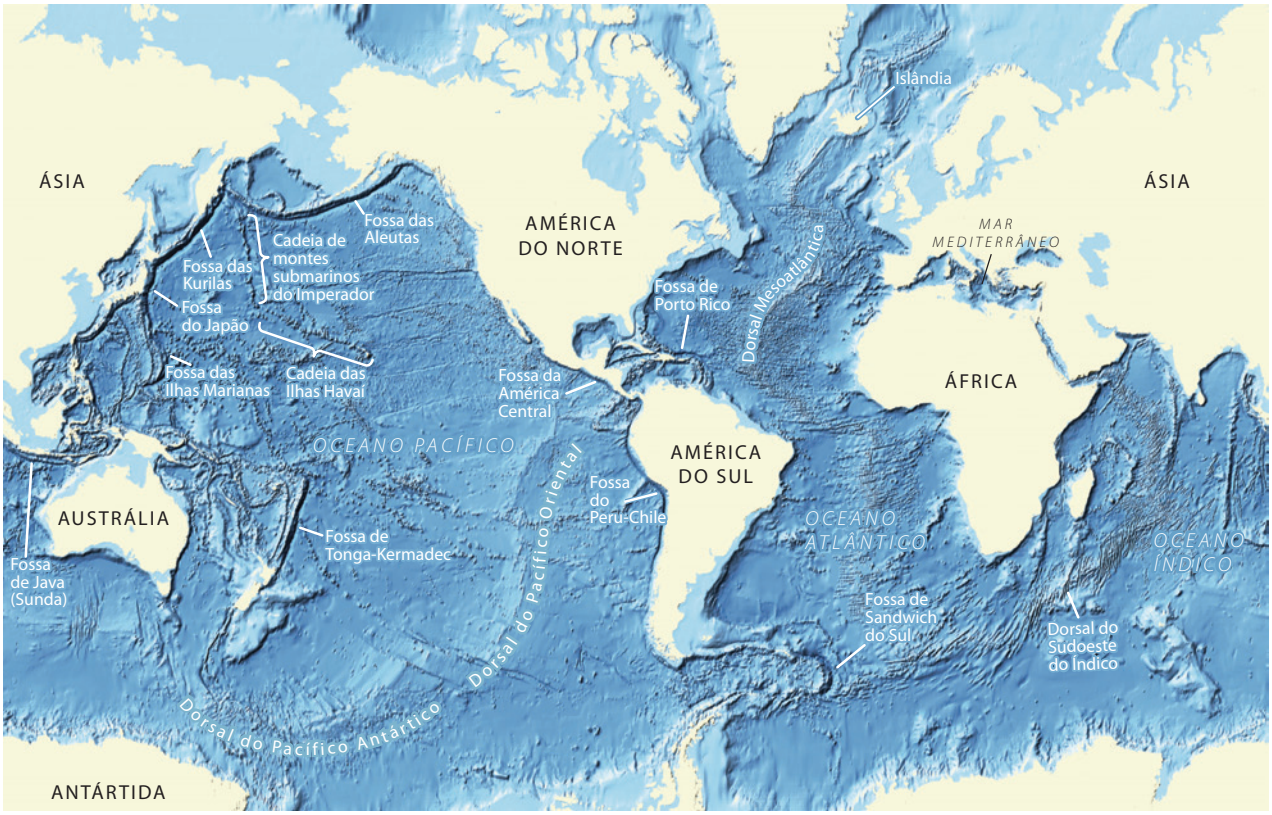



**FIGURA 20.20** ■ Um mapa topográfico das bacias oceânicas da Terra, mostrando as feições principais do assoalho oceânico profundo.

a partir do fundo oceânico, são capturadas por microfones sensíveis colocados na água. Os oceanógrafos podem calcular a profundidade por meio da medida do intervalo entre o tempo que o pulso deixa o navio e o tempo em que retorna como reflexo. O resultado é um perfil da topografia do fundo traçado automaticamente. Sonares poderosos também são usados para investigar a estratigrafia de camadas sedimentares no fundo oceânico (ver Figura 14.6).

Muitos dos atuais navios oceanográficos estão equipados com conjuntos de sonares que podem reconstruir uma imagem detalhada da topografia do fundo do mar ao longo de uma faixa que se estende por mais de 10 km em cada lado do navio, à medida que o mesmo se desloca (ver Figura 20.21). Esses sistemas podem mapear a topografia do fundo do mar em grandes regiões com uma resolução sem precedentes das feições geológicas de proporções pequenas, como vulcões submarinos, cânions e falhas. A **Figura 20.22** mostra diversas imagens impressionantes do fundo do mar obtidas por esse tipo de mapeamento.

Outros tipos de instrumentos podem ser rebocados por um navio ou baixados ao fundo do mar para detectar propriedades como o magnetismo do fundo marinho, as formas dos penhascos e das montanhas submarinos e o calor emanado da crosta. As câmeras submarinas baixadas em plataformas, que quase chegam no fundo, servem para fotografar os detalhes do fundo do mar e os organismos que habitam nessas profundezas. Desde 1968, o Projeto de Perfuração do Mar Profundo[17] e seu sucessor, o Programa Internacional de Perfuração dos Fundos Oceânicos[18], executaram centenas de perfurações a profundidades de muitas centenas de metros abaixo do fundo do mar. Os testemunhos obtidos desses furos de sondagem forneceram aos geólogos amostras de sedimentos e rochas para estudos físicos e químicos detalhados.

## Cartografando o fundo oceânico por satélite

Apesar de todo o instrumental sofisticado, ainda existem muitas regiões dos oceanos que não foram pesquisadas em detalhe por navios de superfície, e nosso conhecimento do fundo submarino permanece fragmentado. Recentemente, no entanto, altímetros instalados em satélites têm sido usados para cartografar a topografia do fundo do mar em escala global de modo indireto. A altura da superfície do mar depende não apenas das ondas e das correntes oceânicas, mas também das mudanças de gravidade causadas pela topografia e pela composição do fundo marinho. A atração gravitacional de um monte submarino, por exemplo, pode causar o acúmulo de água acima do mesmo, produzindo uma protuberância superficial de até 2 metros acima do nível médio do mar. Da mesma forma, a gravidade diminuída acima de uma fossa oceânica pro-

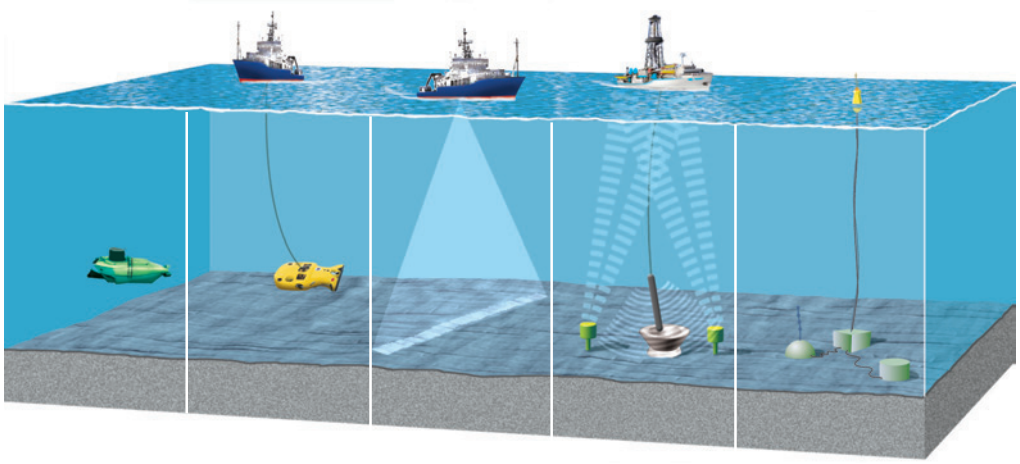



**FIGURA 20.21** ■ Métodos de alta tecnologia para exploração das profundezas do assoalho oceânico. O dirigível e submersível profundo *ALVIN* e um veículo de operação remota (ROV, iniciais da expressão em inglês *remotely operated vehicle*) são dirigidos a partir de um navio em superfície. O *SeaBeam*[19], ecobatímetro com um sistema de transdutores multifeixes fixos no casco, mapeia continuamente a superfície do fundo do mar em uma faixa larga, à medida que o navio singra a superfície do oceano. O navio perfurador *JOIDES Resolution* (ver também a Figura 2.13), parte do Programa Internacional de Perfuração dos Fundos Oceânicos, usa radares transmissores-receptores[20] de fundo para operar uma sonda por meio de um cone de encaixe no leito do mar. Os observatórios permanentes do fundo do mar não tripulados monitoram os processos na subsuperfície e na coluna de água sobre os mesmos durante longos períodos de tempo.

funda é evidenciada como uma depressão da superfície d'água de até 60 m abaixo do nível médio do mar.

Esse método permitiu-nos inferir feições do fundo marinho a partir de dados de satélite e mostrá-las como se o leito do mar estivesse seco. Os geólogos marinhos têm utilizado essa técnica para mapear novas feições do fundo do mar não reveladas por navios de pesquisa, especialmente nos oceanos meridionais, que são pouco pesquisados. Os dados de satélite podem revelar estruturas profundas abaixo da crosta oceânica, incluindo anomalias gravimétricas associadas com correntes de convecção do manto, conforme descrito no Capítulo 14.

## Seções transversais através de dois oceanos

Para melhor apreender as feições geológicas que estão abaixo dos oceanos, faremos uma breve viagem cruzando duas das maiores bacias oceânicas, o Atlântico e o Pacífico, como se estivéssemos dirigindo um submarino pelo fundo oceânico.

**UM PERFIL DO ATLÂNTICO** O perfil do Atlântico mostrado na **Figura 20.23** estende-se da América do Norte até Gibraltar. Partindo da costa da Nova Inglaterra (EUA), descemos do litoral para profundidades de 50 a 200 m e viajamos pela plataforma continental. Após viajar cerca de 50 a 100 km ao longo da plataforma, descendo uma superfície levemente inclinada, chegamos na borda da mesma. Ali, começamos a descer uma rampa com inclinação mais acentuada, o talude continental. Essa rampa coberta por lama inclina-se com um ângulo de cerca de 4°, ou seja, um desnível de 70 metros a cada 1 km de distância horizontal, o que seria uma ladeira bem evidente, caso estivéssemos viajando no continente.

O talude continental é irregular e marcado por fendas e cânions submarinos, que são vales profundos erodidos na plataforma e no talude (ver Figura 20.22d). Nas partes inferiores do talude, em profundidades de 2.000 a 3.000 m, a inclinação torna-se menos acentuada à medida que nos aproximamos da plataforma continental.

A elevação continental tem uma largura de dezenas a centenas de quilômetros e grada, imperceptivelmente, para uma ampla e plana planície abissal a profundidades de 4.000 a 6.000 m. Essas planícies são ocasionalmente interrompidas por vulcões submersos, a maioria extintos, chamados de **montes submarinos**. À medida que viajamos ao longo da planície abissal, gradualmente ascendemos a uma província de **colinas abissais** cobertas por sedimentos finos. Continuando a subir essas colinas, as camadas de sedimentos tornam-se cada vez menos espessas e começam a aparecer exposições de basalto abaixo das mesmas. À medida que ascendemos ao longo dessa topografia irregular e inclinada e chegamos a profundida-

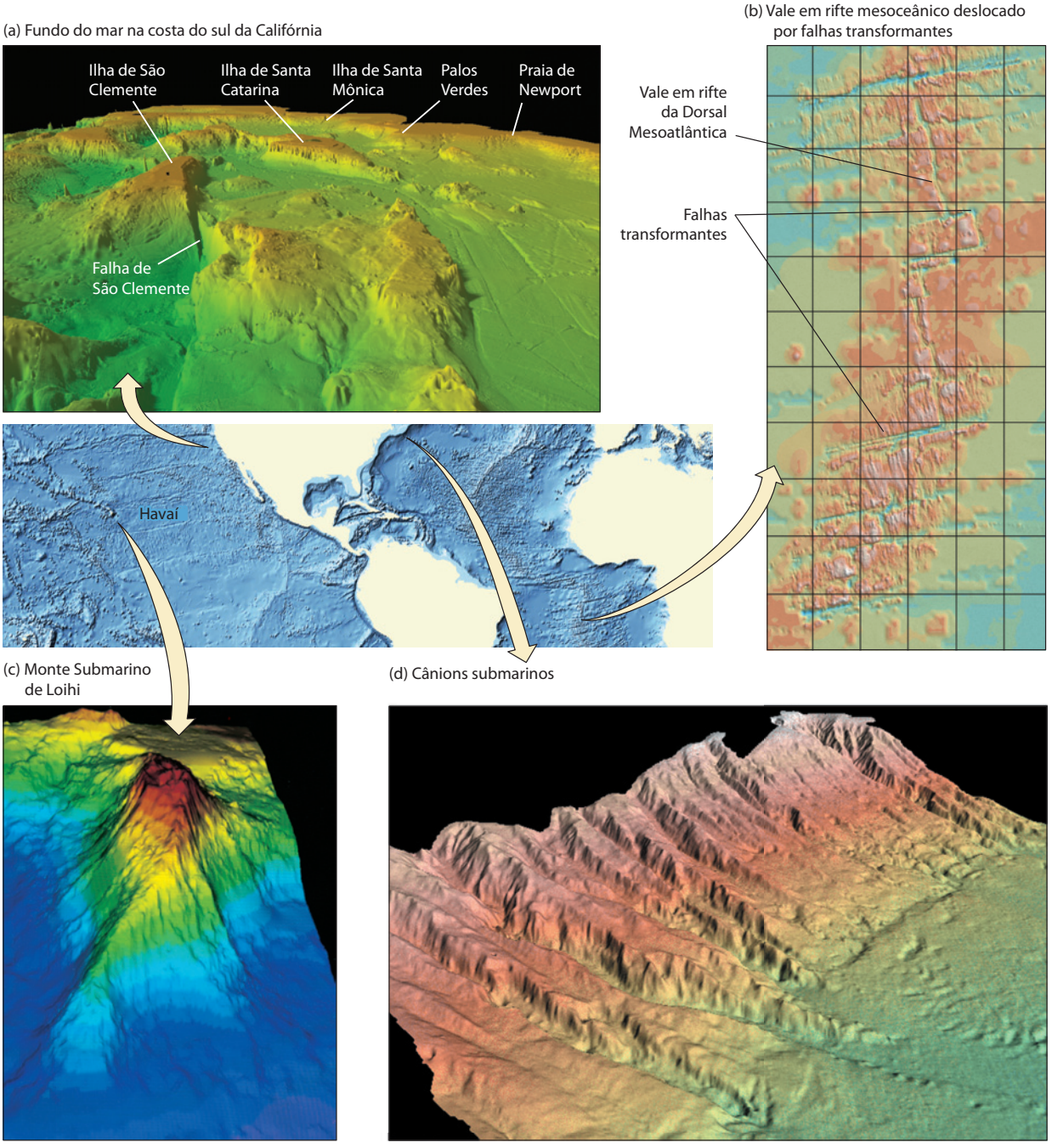



**FIGURA 20.22** ■ Quatro exemplos da topografia do fundo do mar obtidos por mapeamento de varredura de alta resolução a partir de navios em superfície e processados por computadores para formar imagens em três dimensões. (a) O fundo submarino na costa sul da Califórnia mostra estruturas controladas por falhas em uma província geológica conhecida como Margem da Califórnia (*California Borderland*). (b) Dorsal entre 25° S e 36° S mostrando o vale em rifte com direção sudeste deslocado por falhas transformantes com direção nordeste. (c) Monte submarino Loihi, a sudeste da grande ilha do Havaí, o mais novo cordão de vulcões de pontos quentes que formam a cadeia de ilhas do Havaí. (d) A plataforma continental (*topo*), o talude (*área central e superior*) e a elevação continental (*embaixo, à esquerda*) na costa da Nova Inglaterra (EUA). Note os profundos cânions submarinos que cortam a margem continental. [(a) Chris Goldfinger and Jason Chaytor, Oregon State University; (b) Ridge Multibeam Database, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University; (c) Ocean Mapping Development Center, University of Rhode Island; (d) Fonte: L. Pratson and W. Haxby, *Geology* 24(1) (1996): 4. Cortesia de Lincoln Pratson and William Haxby, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University]

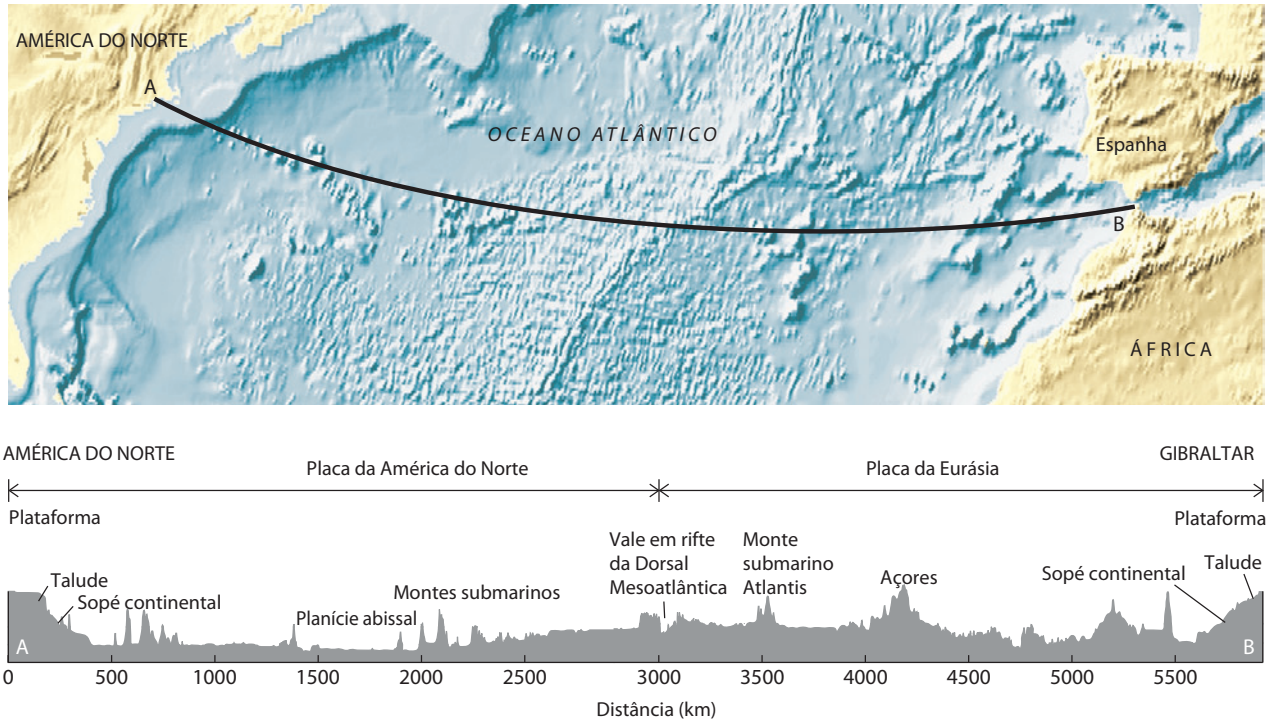



**FIGURA 20.23** ■ Um perfil topográfico da bacia do Oceano Atlântico desde a Nova Inglaterra, nos Estados Unidos (*esquerda*), até Gibraltar (*direita*).

des de cerca de 3.000 m, estamos subindo nos flancos e, em seguida, chegamos ao topo da Dorsal Mesoatlântica.

Abruptamente, chegamos às bordas de um profundo e estreito vale de poucos quilômetros de largura no topo da dorsal (**Figura 20.24**). Essa fenda estreita, marcada por atividade vulcânica, é o vale em rifte, onde as duas placas separam-se. À medida que cruzamos o vale e subimos para o lado leste, movemo-nos da Placa da América do Norte para a da Eurásia. Continuando em direção a leste, encontraremos uma topografia similar àquela do lado oeste da dorsal, apenas na ordem inversa, porque o fundo oceânico é mais ou menos simétrico em cada lado dela. Cruzando a topografia irregular das colinas abissais no flanco da Dorsal Mesoatlântica, vamos para baixo até uma planície abissal e, então, subiremos até a elevação continental, o talude continental e a plataforma ao longo da costa da Europa. No caminho que tomamos, essa simetria é perturbada por alguns grandes montes submarinos e pelas ilhas vulcânicas de Açores, que marcam um ponto quente ativo, talvez causado pelo calor de uma pluma mantélica ascendente.

**UM PERFIL DO PACÍFICO** O nosso segundo passeio virtual vai da América do Sul à Austrália, movendo-se em direção oeste ao longo do Pacífico (**Figura 20.25**). Saindo da costa oeste do Chile, cruzaremos uma estreita plataforma continental com algumas dezenas de quilômetros de largura. A partir da borda da plataforma mergulhamos por um talude continental, muito mais inclinado que aquele encontrado no Atlântico, atingindo profundidades de até 8.000 m, quando entramos na fossa do Peru-Chile. Essa longa, profunda e estreita depressão do fundo oceânico é a expressão superficial da subducção da Placa de Nazca sob a Placa da América do Sul.

Continuando através da fossa e ascendendo até as colinas abissais da Placa de Nazca, chegaremos à Dorsal do Pacífico Oriental, uma dorsal mesoceânica ativa. Essa dorsal é mais baixa que a Dorsal Mesoatlântica, e a sua taxa de expansão é a mais alta do mundo – cerca de 150 mm/ano, seis vezes mais rápida que a da Mesoatlântica –, mas tem o vale central em rifte característico e exposições de basalto fresco. Passando para o lado oeste da Dorsal do Pacífico Oriental, cruzaremos sobre a Placa do Pacífico e viajaremos sobre a sua ampla região central, que está pontilhada por montes submarinos e ilhas vulcânicas.

Por fim, chegaremos a outra zona de subducção, marcada pela Fossa de Tonga, onde a Placa do Pacífico retorna para o manto sob a Placa da Austrália. Esse é um dos lugares mais profundos de todos os oceanos, quase 11.000 m abaixo da superfície. No lado oeste da fossa, o fundo do mar eleva-se para as ilhas vulcânicas de Tonga e Fiji. Além desse arco vulcânico, retornaremos ao assoalho oceânico profundo, agora na Placa da Austrália, e chegaremos à elevação continental, ao talude e à plataforma da Austrália, que é similar à costa leste da América do Norte.

## Principais feições do assoalho oceânico profundo

Longe das bordas dos continentes e das zonas de subducção, o assoalho oceânico profundo é construído, fun-

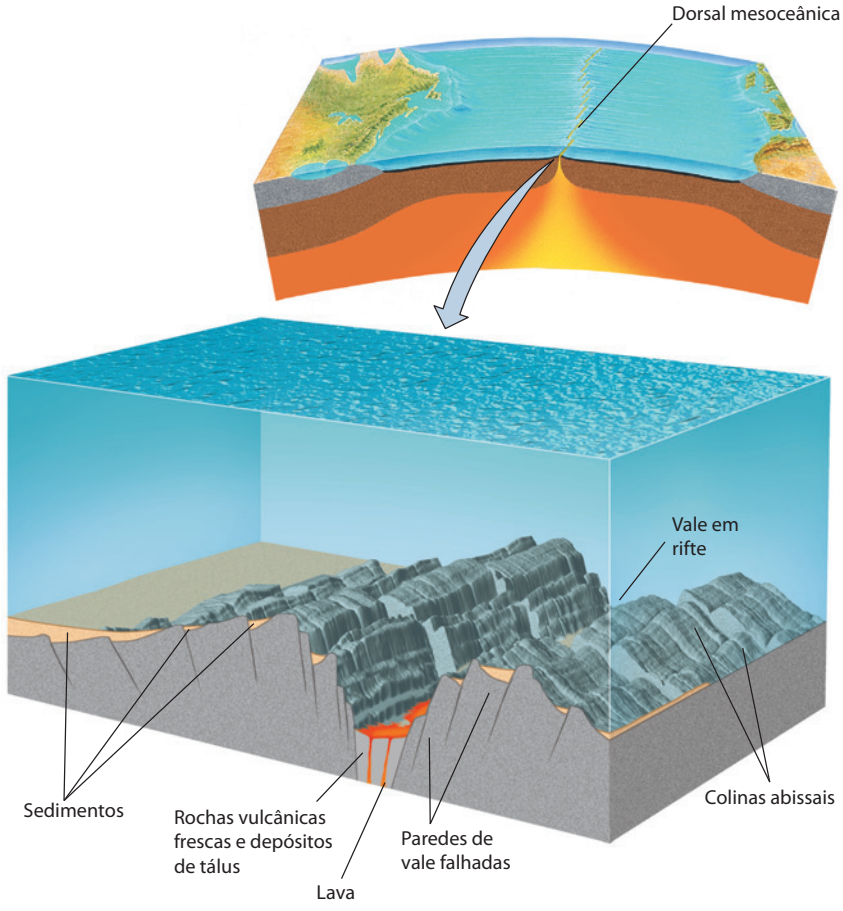



**FIGURA 20.24** ■ Um perfil do vale em rifte da Dorsal Mesoatlântica na área FAMOUS ("Estudo Submarino Mesoceânico Franco-Americano" – *French-American Mid-Ocean Undersea Study*) a sudoeste das ilhas dos Açores. O vale profundo, onde a maior parte do basalto é extravasada, está falhado. [Fonte: ARCYANA, "Transform Fault and Rift Valley from Bathyscaph and Diving Saucer," *Science* 190 (1975):108]

damentalmente, por vulcanismo relacionado aos movimentos da tectônica de placas e, secundariamente, pela sedimentação em mar aberto.

**DORSAIS MESOCEÂNICAS** As dorsais mesoceânicas são os lugares onde a intensidade da atividade vulcânica e da tectônica do assoalho oceânico profundo é maior. O vale em rifte principal é o centro da ação. As paredes do vale são falhadas e intrudidas com soleiras e diques de basalto (ver Figura 20.24), e o assoalho dos vales é coberto com derrames de basalto e blocos de tálus provindos das paredes adjacentes, misturados com um pouco de sedimento depositado a partir das águas de superfície.

As fontes hidrotermais formam-se no assoalho do vale em rifte à medida que a água do mar que percola nas fraturas do basalto e nos flancos da dorsal é aquecida, movendo-se para baixo e percolando o basalto mais quente (ver Figura 12.22). Por fim, ela extravasa no assoalho do vale, onde se aquece a temperaturas que chegam até 380ºC. Algumas fontes são "fumarolas negras", cheias de sulfeto de hidrogênio e metais dissolvidos que a água quente lixiviou do basalto (ver Figura 11.5). Outras são "fumarolas brancas", mais frias, que têm uma composição diferente de bário, cálcio e silício. As fumarolas negras e brancas produzem pelotas de argilominerais ricos em ferro, óxidos de ferro e manganês e grandes depósitos de sulfetos de ferro, zinco e cobre.

Em muitos locais, as dorsais mesoceânicas e os vales em rifte estão deslocados lateralmente por falhas transformantes (ver Figura 20.22b). Grandes terremotos ocorrem nessas falhas, à medida que uma placa desliza em relação à outra. As rochas coletadas das paredes das falhas transformantes têm, frequentemente, composições ricas em olivina típica do manto, em vez da composição basáltica típica da crosta oceânica. Isso sugere que os processos magmáticos que originam a crosta oceânica podem operar menos eficientemente onde o centro de expansão encontra uma falha.

**COLINAS E PLANÍCIES ABISSAIS** O assoalho do oceano profundo longe das dorsais mesoceânicas é uma paisagem de colinas, planaltos, bacias com sedimento no fundo e montes submarinos. As colinas abissais são frequentes nas encostas das dorsais mesoceânicas. Sua altura tem tipicamente cerca de 100 m ou mais, e estão alongadas paralelamente à crista da dorsal (ver Figura 20.24). Elas são formadas principalmente por falhamento normal da crosta oceânica basáltica à medida que a mesma se move a partir do vale em rifte. Quase todo esse processo de falhamento ocorre durante o primeiro milhão de anos de existência da placa. Após esse período, as falhas que limitam as colinas tornam-se inativas.

À medida que a nova litosfera oceânica deriva do centro de expansão, ela esfria-se e contrai-se, rebaixando

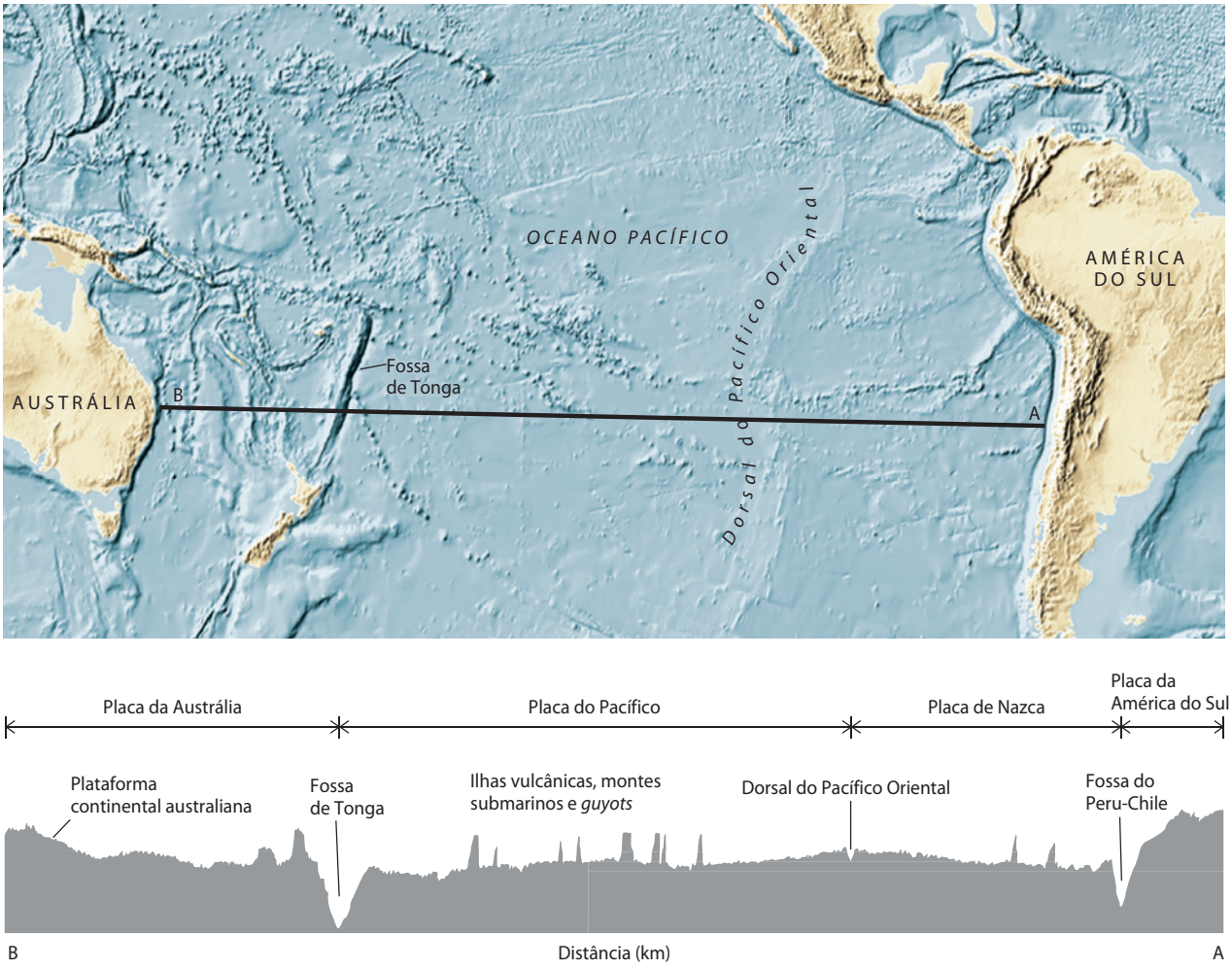



**FIGURA 20.25** ■ Perfil topográfico do fundo do Oceano Pacífico desde a América do Sul (*direita*) até a Austrália (*esquerda*).

o fundo oceânico. A sua superfície ondulada com colinas, em processo de subsidência, recebe uma chuva constante de sedimentos das águas de superfície, sendo gradualmente manteada por lamas de mar profundo e outros depósitos. Próximo às margens continentais, os sedimentos terrígenos movendo-se para baixo no talude continental adicionam-se a essa cobertura sedimentar e formam as grandes extensões contínuas das planícies abissais. Essas planícies são as superfícies sólidas mais planas da Terra.

**MONTES SUBMARINOS, CADEIAS DE ILHAS DE PONTOS QUENTES E PLANALTOS** O fundo do mar está crivado de dezenas de milhares de vulcões. A maioria são montes submarinos submersos, mas alguns atingem a superfície do mar como ilhas vulcânicas. Os montes submarinos e as ilhas vulcânicas podem ser isolados ou encontrados em grupos ou cadeias. A maioria deles, quando não todos, é originada por erupções próximas aos centros de expansão ativos ou onde uma placa recobre um ponto quente do manto.

Alguns dos maiores montes submarinos, chamados de ***guyots***[21], têm topos achatados, como resultado da erosão de uma ilha vulcânica. Essas ilhas submergiram à medida que a placa na qual estavam localizadas esfriou-se, contraiu-se e subsidiu enquanto se afastava do centro de expansão ou ponto quente que a formou.

Entre as feições mais enigmáticas das bacias oceânicas profundas estão os grandes platôs de basalto. Alguns parecem ter sido formados próximos a "junções tríplices", onde se encontram três centros de expansão. Outros estão relacionados com erupções maciças em pontos quentes muito distantes de centros de expansão. Alguns cientistas acreditam que os platôs de basalto de oceano profundo do último tipo, como os derrames basálticos continentais, podem ser explicados pela hipótese da pluma mantélica (ver Capítulo 12).

## A sedimentação oceânica

Em quase todos os lugares onde os oceanógrafos pesquisam o fundo do mar, eles encontram uma camada de

**FIGURA 20.26** ■ Micrografia de microscópio eletrônico de varredura de uma vasa oceânica contendo as conchas de organismos unicelulares que segregam carbonato e sílica. [Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego]

sedimento. A sedimentação incessante nos oceanos modifica as estruturas formadas pela tectônica de placas e cria a sua própria topografia, em locais de rápida deposição. O sedimento é principalmente de dois tipos: lamas e areias terrígenas erodidas dos continentes e conchas biologicamente precipitadas de organismos que vivem no mar. Nas partes do oceano próximas a zonas de subducção, os sedimentos derivados de cinzas vulcânicas e derrames de lavas são abundantes. Em braços tropicais do mar, onde a evaporação é intensa, os sedimentos evaporíticos são depositados.

## Sedimentação na plataforma continental

A sedimentação terrígena na plataforma continental é produzida por ondas e marés. As ondas de grandes tempestades e furacões movimentam os sedimentos em profundidades rasas e moderadas da plataforma, e as correntes de maré fluem sobre a plataforma. As ondas e as correntes distribuem o sedimento trazido por rios e erodido na linha de costa em longos cordões de areia e camadas de silte e lama. As correntes de turbidez carregam esses sedimentos pelos bordos da plataforma até o oceano profundo.

A sedimentação biológica na plataforma resulta da acumulação de camadas de conchas e esqueletos de carbonato de cálcio de organismos que vivem em águas rasas. A maioria desses organismos não tolera águas lamosas e é encontrada apenas onde o material terrígeno ocorre em pouca quantidade ou está ausente, como ao longo do extremo sul da costa da Flórida, nos Estados Unidos, ou da costa de Yucatán, no México. Nesses locais, predominam os recifes de coral, e os organismos acumulam-se em grandes espessuras de sedimento carbonático (ver Capítulo 5).

## Sedimentação de mar profundo

Longe das margens continentais, as partículas terrígenas finas e aquelas precipitadas por processos biológicos, que se encontram suspensas na água, depositam-se lentamente da superfície para o fundo. Esses sedimentos de mar aberto, chamados de **sedimentos pelágicos**, caracterizam-se pela sua deposição a uma grande distância das margens continentais, pelo seu fino tamanho de grão e pelo seu lento assentamento deposicional. Os materiais terrígenos são principalmente argilas, que se acumulam no fundo do mar a uma taxa muito baixa de poucos milímetros a cada mil anos. Uma pequena fração, de cerca de 10%, pode ser soprada pelo vento até o oceano aberto.

Dentre os sedimentos pelágicos, as partículas biologicamente precipitadas mais abundantes são as carapaças de foraminíferos, pequenos animais unicelulares que flutuam na superfície das águas do mar. Essas carapaças de carbonato de cálcio caem até o fundo após a morte dos seus ocupantes. Nesses lugares, acumulam-se como **vasas foraminíferas**, que são sedimentos arenosos e siltosos compostos de carapaças de foraminíferos (**Figura 20.26**). Outras vasas de carbonato são formadas de microrganismos diferentes, chamados de *cocólitos*.

As vasas foraminíferas e outras vasas carbonáticas são abundantes em profundidades menores que 4 km, mas raras nas partes mais profundas do assoalho oceânico. Essa raridade não pode resultar de uma falta de conchas, porque as águas de superfície estão cheias delas em todos os lugares e os foraminíferos vivos não são afetados pelo fundo, que se encontra muito distante. A explicação para a ausência de vasas carbonáticas é que as conchas dissolvem-se a partir de certa profundidade, chamada de **nível de compensação carbonática (NCC)** (**Figura 20.27**). Devido à circulação termo-halina, as águas profundas diferem das águas rasas de três formas:

1. São mais frias. As águas polares mais densas e mais frias afundam sob as águas tropicais mais quentes e deslocam-se pelo fundo oceânico em direção ao equador.
2. Contêm mais dióxido de carbono. Além de absorver mais $CO_2$ que as águas mais quentes, as águas mais frias tendem a oxidar qualquer matéria orgânica que estejam carregando durante sua longa circulação, para formar $CO_2$.
3. Estão sob pressões mais altas devido ao maior peso da água sobrejacente.

Esses três fatores tornam o carbonato de cálcio mais solúvel em águas mais profundas do que em águas mais rasas. Como as carapaças de foraminíferos mortos caem para o fundo abaixo da PCC, elas adentram um ambiente subsaturado em carbonato de cálcio e dissolvem-se.

Outro tipo de sedimento biologicamente precipitado, a **vasa silicosa**, é produzido por sedimentação de carapaças silicosas de *diatomáceas* (um tipo de alga verde) e *radiolários* (protistas unicelulares). Os dois tipos de organismos planctônicos são abundantes nas águas superficiais dos oceanos. Após o soterramento no fundo do mar, as vasas silicosas são cimentadas, formando um *sílex*, que é uma rocha silicosa.

Alguns componentes dos sedimentos pelágicos formam-se por reações químicas da água do mar com sedimentos do fundo marinho. Os exemplos mais proeminentes são nódulos de manganês – acumulações pretas e concrecionais onduladas com diâmetro variando de poucos milímetros a muitos centímetros. Esses nódulos cobrem grandes áreas do assoalho oceânico profundo, chegando a níveis que vão de 20 a 50% na bacia do Oceano Pacífico. São ricos em níquel e outros metais e constituiriam recursos comerciais potenciais se fosse possível encontrar um modo econômico de minerá-los a partir do fundo do mar. Em 1982, as Nações Unidas assinaram o tratado internacional da Lei do Mar, que governa os direitos territoriais e econômicos de países sobre os oceanos. No entanto, enquanto escrevíamos este livro, os Estados Unidos ainda não haviam assinado o tratado.

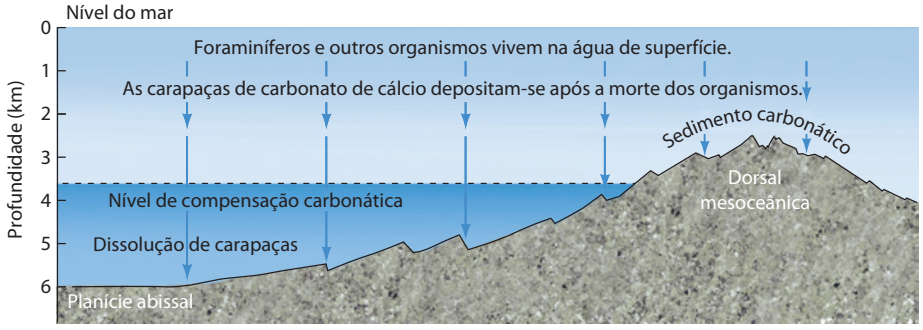
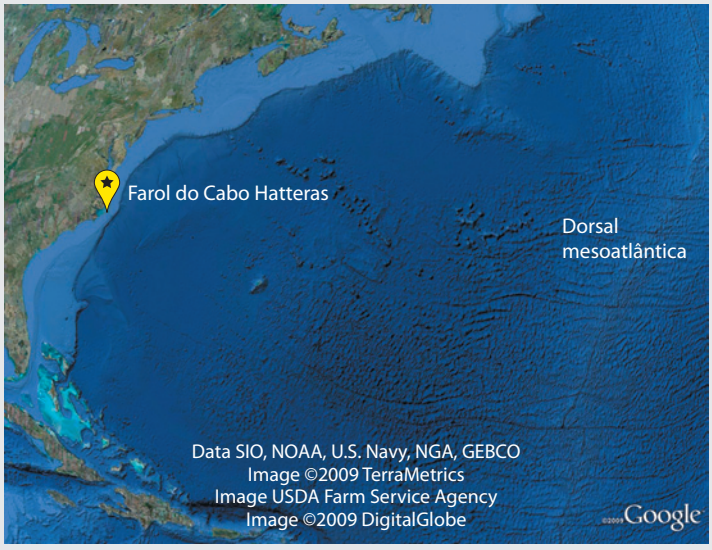



**FIGURA 20.27** ■ O nível de compensação carbonática é a profundidade do oceano abaixo da qual o carbonato de cálcio dissolve-se. À medida que as carapaças, ou testas, de foraminíferos mortos e de outros organismos com carapaças carbonáticas depositam-se em águas profundas, elas adentram um ambiente subsaturado em carbonato de cálcio e, desse modo, dissolvem-se.

## *Projeto no Google Earth*



O volume de água que cobre a superfície terrestre faz com que nosso planeta seja único no sistema solar. As grandes bacias oceânicas da Terra são formadas por processos da tectônica de placas, e a água contida nelas forma um gigantesco dissipador de calor que tem efeitos profundos sobre o clima global. A dissipação da energia de ondas, tempestades e marés na superfície oceânica é eficiente ao modificar os bordos de grandes massas de terra continental. É na interface entre a terra e o oceano que vemos a maior quantidade de mudança geológica visível com o Google Earth. Na versão mais recente do Google Earth, também se pode ver grande parte do relevo das bacias oceânicas, mas não com a mesma resolução que a maioria das linhas de costa. Para avaliar algumas das características exclusivas das linhas de costa e das bacias oceânicas, viajaremos para a costa leste da América do Norte, que tem alguns dos ambientes de sedimentação costeira mais impressionantes da Terra.

**LOCALIZAÇÃO** Cabo Hatteras, Carolina do Norte (EUA); Dorsal Mesoatlântica.

**OBJETIVO** Avaliar a relação entre a costa, a plataforma continental e a planície abissal ao longo de uma margem continental passiva.

**REFERÊNCIA** Figuras 20.17 e 20.23

1. Digite "Farol do Cabo Hatteras, Carolina do Norte, Estados Unidos" na janela de busca do Google Earth e use o *zoom* para atingir uma altitude de 200 km assim que chegar lá. Sobre qual tipo de acidente geográfico o atual complexo do farol está construído?
   *a.* Um esporão
   *b.* Falésias marinhas
   *c.* Uma ilha-barreira
   *d.* Um terraço de abrasão marinha

2. Aumente o *zoom* até uma altitude de 1 km e concentre-se na faixa de terra aberta que se estende da localização atual do farol para o nordeste. Essa faixa foi cortada, e o farol moveu-se 870 m para o continente entre 1999 e 2000. Investigue a natureza da costa e considere o exemplo na Figura 20.17. Por que você acha que o farol se moveu?
   *a.* A areia sob o farol estava afundando, e o farol não podia mais permanecer a uma altura suficiente para avisar os navios em relação a perigos.
   *b.* A linha de costa estava erodindo de modo constante, criando o risco de inundações ocasionais e desmoronamento do farol.
   *c.* O farol estava em risco de ruir em consequência de um tsunâmi iminente.
   *d.* O farol foi movido para que o tráfego de automóveis tivesse uma vista melhor do oceano.

3. Usando o farol do Cabo Hatteras como ponto de partida, altere o *zoom* para uma altitude de 2.500 km e volte sua atenção para a linha de costa da América do Norte nessa localização. Considere a fonte das correntes ativas nesse ponto e use as Figuras 20.7 e 15.3a para obter uma referência adicional, se necessário. A água ao longo dessa seção da costa leste deve ser mais quente ou fria do que a da costa oeste da América do Norte na mesma latitude?
   *a.* A água costeira deve ser mais fria devido à presença de água em circulação do Ártico.
   *b.* A água costeira deve ser mais quente devido à presença de água em circulação de regiões equatoriais.
   *c.* A água costeira deve ser mais quente devido ao influxo de ar quente do sul do continente norte-americano.
   *d.* A água costeira deve ser mais fria devido ao influxo de ar frio vindo das calotas glaciais da Groenlândia.

4. Movendo-se para o leste a partir da costa norte-americana próximo ao Cabo Hatteras, você perceberá uma superfície relativamente plana que se estende por uma distância aproximada de 45 km: a plataforma continental. Ela tem profundidade máxima de apenas 50 m nessa distância, depois cai abruptamente ao longo do talude continental que leva à planície abissal do mar profundo. Use o cursor para determinar o relevo aproximado do talude continental. Qual é esse relevo?
   *a.* 3.000 m
   *b.* 250 m
   *c.* 70.500 m
   *d.* 55 m

### *Pergunta-desafio opcional*

5. À medida que continuar movendo-se para o leste a partir do talude continental na costa do Cabo Hatteras, você perceberá que o relevo da planície

abissal permanece relativamente plano e profundo. Por fim, encontrará uma redução gradual na profundidade oceânica onde não seria esperada: no meio da bacia do Oceano Atlântico. Essa diminuição da profundidade do oceano e o aumento no relevo da superfície estão associados à Dorsal Mesoatlântica (ver Figura 20.23). Além do vale em rifte central com orientação norte-sul, há diversas cicatrizes perpendiculares ao longo da dorsal no sentido leste-oeste. Quais são essas feições?

*a.* Pequenas fossas associadas à subducção localizada.
*b.* Falhas transformantes que permitem o movimento lateral ao longo do rifte.
*c.* Um artefato das imagens por satélite e, na verdade, não existem.
*d.* Pistas de embarcação escavadas para permitir a passagem de grandes cargueiros até o Oceano Atlântico.

## RESUMO

***Quais são as diferenças entre a geologia dos oceanos e aquela dos continentes?*** Os processos geológicos predominantes nas bacias oceânicas são o vulcanismo e a sedimentação. Deformação, intemperismo e erosão são muito menos importantes nas bacias oceânicas do que no continente. As crostas oceânicas são criadas nas dorsais mesoceânicas, onde as placas separam-se, acumulam sedimentos e são destruídas por subducção durante um período de algumas dezenas de milhões de anos. No entanto, os sedimentos do mar profundo fornecem um registro quase completo da sua história geológica relativamente curta.

***Quais processos atuam nas linhas de costa?*** Os ventos que sopram sobre o mar geram ondas; à medida que elas se aproximam da costa, arrebentam na zona de surfe. A refração das ondas resulta em correntes longitudinais e em deriva litorânea, que transportam areia ao longo das praias. As marés, geradas pela atração gravitacional da água dos oceanos pela Lua e pelo Sol, também podem gerar correntes que transportam sedimentos.

***Como os furacões afetam as áreas costeiras?*** Os furacões são tempestades tropicais intensas com ventos extremamente fortes e pressão atmosférica muito baixa. A pressão baixa resulta na formação de um domo de água do mar, conhecido como ressaca. À medida que o furacão move-se para a costa, a ressaca inunda áreas de baixo relevo, frequentemente causando danos mais intensos do que os fortes ventos da tempestade.

***Quais processos moldam as linhas de costa?*** As ondas e as marés, interagindo com os processos da tectônica de placas, modelam o relevo das linhas de costa, que variam de praias e planícies de maré até costas rochosas soerguidas.

***Quais são os componentes principais de uma margem continental?*** Uma margem continental é formada por uma plataforma continental rasa; por um talude continental que se inclina de forma íngreme; e por uma elevação continental, que é um leque de sedimentos com uma inclinação suave depositado nos limites inferiores do talude continental. As margens continentais ativas formam-se a partir da subducção próxima a um continente. As margens continentais passivas formam-se onde a expansão do assoalho oceânico carrega um continente para longe dos limites de placas. As ondas e as marés afetam a plataforma continental, mas o talude é esculpido sobretudo pelas correntes de turbidez, que carregam grandes cargas de sedimento pelo talude. As correntes de turbidez também produzem leques e cânions submarinos.

***Quais são as principais feições do assoalho oceânico?*** O assoalho profundo é construído à medida que o basalto é extrudido em vales em rifte ao longo de dorsais mesoceânicas. As colinas abissais são formadas por falhamento normal à medida que a crosta oceânica recém-formada afasta-se do vale em rifte. A crosta recém-formada logo é coberta por sedimentos de grãos finos precipitados de águas de superfície. Próximo às margens continentais, os sedimentos terrígenos somam-se a essa cobertura sedimentar e criam as planícies abissais. As ilhas vulcânicas, os montes submarinos, os *guyots* e os platôs de basalto são produzidos no assoalho oceânico por processos ígneos.

***Que tipos de sedimentação ocorrem nas bacias oceânicas e em suas proximidades?*** Os dois principais tipos são os sedimentos terrígenos e os biologicamente precipitados. Os sedimentos terrígenos são acima de tudo lamas e areias erodidas dos continentes e depositadas, por ação de ondas e correntes de maré, ao longo da plataforma continental. A sedimentação biológica na plataforma resulta do acúmulo de carapaças e esqueletos de carbonato de cálcio de organismos. Os sedimentos pelágicos consistem em partículas de argilas e vasas silicosas e de foraminíferos, compostas pela precipitação biológica de carapaças silicosas e de carbonato de cálcio dos organismos planctônicos que vivem nas águas superficiais.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

colina abissal (p. 585)
corrente de turbidez (p. 582)
corrente longitudinal (p. 566)
elevação continental (p. 581)
esporão (p. 579)
furacão (p. 567)
*guyot* (p. 589)
ilha-barreira (p. 579)
linha de costa (p. 562)
maré (p. 566)
margem ativa (p. 581)
margem continental (p. 581)
margem passiva (p. 581)
monte submarino (p. 585)
nível de compensação carbonática (p. 590)
planície abissal (p. 581)
planície de maré (p. 567)
praia (p. 573)
ressaca (p. 570)
sedimento pelágico (p. 590)
talude continental (p. 581)
terraço de abrasão marinha (p. 579)
vasa foraminífera (p. 590)
vasa silicosa (p. 591)

## EXERCÍCIOS

1. Como as ondas oceânicas são formadas?
2. Como a refração de ondas concentra a erosão nos promontórios?
3. O que é a ressaca?
4. Como a interferência humana afetou algumas praias?
5. Que tipos de margem continental encontram-se em plataformas continentais largas?
6. Onde e como o assoalho oceânico profundo é criado por vulcanismo?
7. Quais processos da tectônica de placas são responsáveis pelas fossas de mar profundo?
8. Onde as correntes de turbidez se formam?
9. O que são sedimentos pelágicos?
10. Como a Lua interage com a Terra para criar correntes de maré?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Por que você deveria querer saber a hora da maré alta se quisesse observar um terraço cortado por ondas?
2. Em um período de 100 anos, a extremidade meridional de uma praia estreita e alongada na direção norte-sul foi estendida por cerca de 200 m para o sul por processos naturais. Que processo de linha de costa pode ter causado essa extensão?
3. Após um período de calmaria, ao longo de uma seção da Costa do Golfo da América do Norte, uma tempestade forte e com ventos intensos passa sobre a costa em direção ao Vale do Mississippi. Descreva o estado da zona de surfe antes, durante e após a tempestade. O que aconteceria com os rios continentais?
4. Quais são as principais diferenças entre os oceanos Atlântico e Pacífico quanto a: topografia, tectônica, vulcanismo e outros processos do assoalho oceânico?
5. Como a tectônica de placas pode explicar o contraste entre a larga plataforma continental ao longo da costa leste da América do Norte e a plataforma estreita, quase inexistente, da costa oeste?
6. Uma grande empresa o contrata para determinar onde o lixo da cidade de Nova York poderia ser depositado no mar, a uma distância de 100 km da costa. Que tipos de lugares você pesquisaria e quais seriam as suas preocupações?
7. Existe muito pouco sedimento no assoalho do vale em rifte no centro da dorsal mesoceânica. Por que isso ocorre?
8. Um platô elevando-se do assoalho oceânico profundo até cerca de 2.000 m da superfície é recoberto por vasa de foraminíferos, enquanto o assoalho oceânico profundo abaixo do platô, a cerca de 5.000 m de profundidade, é coberto com argila. Como você pode explicar essa diferença?
9. Você está estudando uma sequência de rochas sedimentares e descobre que as camadas próximas à base são arenitos marinhos rasos e lama. Acima dessas camadas, há uma discordância e, sobreposta a ela, existem arenitos não marinhos. Acima desse grupo de camadas, existe outra discordância, e camadas marinhas semelhantes às da base estão sobrepondo-a. Como essa sequência poderia ser explicada?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Pronuncia-se [tchæl 'in djer] e significa "desafiador".

[2] O "Oceano Antártico" não é reconhecido como tal em diversas publicações importantes sobre o assunto, como, por exemplo, o *National Geographic Atlas of the World* (Washington: National Geographic Society, 1992), pois não se constitui em uma bacia oceânica específica, mas em uma região de águas mais frias circunvizinha à Antártida. O assoalho oceânico dessa região pertence às extremidades meridionais dos oceanos Atlântico, Índico e Pacífico.

[3] Também conhecida como "linha praial" ou "linha costeira".

[4] Em inglês, *swell*, eventualmente também traduzido na literatura técnica como "marulho".

[5] Também conhecida como "onda de avanço", "água de espraiamento", "água de fluxo" ou "saca" (*uprush*).

[6] Também conhecida como "água de refluxo" ou "ressaca".

[7] A região da praia onde ocorrem o espraiamento e a onda de recuo é chamada de "face praial", "zona de varrido" ou "zona de espraiamento".

[8] Também chamada de "corrente litorânea" ou "corrente de deriva litorânea".

[9] Mais apropriadamente, pela "zona de arrebentação", que antecede a zona de surfe em direção à praia (ver Figuras 20.2 e 20.3).

[10] Inclui, também, a "zona de arrebentação".

[11] Essa zona é conhecida, também, como "face de praia".

[12] Em inglês, *stack*.

[13] O Litoral Nacional de Cape Cod (*Cape Cod National Seashore*) é uma área de proteção ambiental, administrada pelo Serviço de Parques Nacionais dos Estados Unidos.

[14] Também conhecida na literatura técnica por "sopé continental".

[15] Em inglês, *Georges Bank*.

[16] Em inglês, *Grand Banks*.

[17] Em inglês, *U.S. Deep Sea Drilling Project.*

[18] Em inglês, *Ocean Drilling Program*.

[19] *SeaBeam* é o nome de um dos vários tipos de sistema multifeixes disponíveis. Ele opera para profundidades entre 200 e 11.000 m com uma cobertura diária de 2.500 $km^2$. Os transdutores emitem o som em uma frequência de 12 kHz e comprimento de onda de 12,5 cm.

[20] Em inglês, *transponder* é um rádio ou radar transmissor-receptor, cujo nome deriva da combinação das palavras inglesas (*trans*)*mitter* + *res*(*ponder*).

[21] Pronuncia-se [gui ô'], sendo "gu" um dígrafo. Não há tradução na literatura técnica brasileira. O nome homenageia o geólogo americano, nascido na Suíça, Arnold H. Guyot (1807-84).

# 21

# Geleiras: O Trabalho do Gelo

O gelo é uma rocha ■ 598
Como as geleiras se formam ■ 601
Como as geleiras se movem ■ 603
As paisagens glaciais ■ 609
Os ciclos glaciais e a mudança climática ■ 618

A Terra vista do espaço é delineada com as cores da água: vastos oceanos azuis, nuvens brancas em torvelinho e os brancos congelados do gelo sólido e da neve. O sistema Terra está continuamente movendo a água através da superfície planetária em padrões em constante mudança. Entre os principais reservatórios de água está o componente gelado do sistema – a *criosfera* – que aumenta e diminui mais visivelmente durante os ciclos climáticos. Em nenhum lugar as mudanças na criosfera são mais evidentes do que nos continentes.

Cerca de 10% da superfície terrestre atual estão cobertos por geleiras, sendo que quase toda essa superfície refere-se aos enormes mantos de gelo que cobrem a Groenlândia e a Antártida. Há 21 mil anos, o que é pouco tempo, os mantos de gelo cobriam uma superfície quase três vezes maior que a ocupada atualmente. E no próximo século, o aquecimento global pode derreter grandes partes dos mantos de gelo existentes, com efeitos sobre a sociedade humana em escala mundial. O nível do mar pode se elevar, submergindo as cidades costeiras. As zonas climáticas poderão migrar, fazendo com que as zonas úmidas transformem-se em desertos e vice-versa. Considerando tais ameaças, não há dúvida de que o conhecimento da criosfera da Terra – sempre um assunto científico interessante – é um objetivo absolutamente prático.

Muitas das paisagens de vários continentes foram esculpidas pelas geleiras, que se derreteram desde então. Em regiões montanhosas, as geleiras erodem vales com paredes abruptas, raspam as superfícies do substrato rochoso e arrancam imensos blocos de seus assoalhos rochosos. Durante as idades do gelo do Pleistoceno, as geleiras arrastaram-se por continentes inteiros e esculpiram muito mais o relevo do que fizeram os rios e o vento. A erosão glacial produz enormes quantidades de detritos, e as geleiras transportam imensas tonelagens de sedimento, depositando-as nas suas bordas, de onde poderão ser carregadas adiante pelos rios formados pela água de degelo. Os processos glaciais afetam as descargas e as cargas sedimentares de sistemas fluviais, a erosão e a sedimentação de áreas costeiras e a quantidade de sedimento transportado aos oceanos.

Diversas geleiras encontram-se nas Montanhas Saint Elias, no Parque Nacional Kluane, Yukon (Canadá) [Stephen J. Krasemann/DRK Photo]

**Neste capítulo, analisaremos em detalhe as geleiras terrestres, como elas se formam e mudam com o tempo, e como deixam suas marcas na superfície terrestre pela erosão e depósito de material à medida que avançam e se retraem. Finalmente, examinaremos o papel das geleiras no sistema do clima e descobriremos o que o registro geológico da glaciação pode nos dizer sobre a mudança climática ao longo do tempo.**

## O gelo é uma rocha

Para um geólogo, um bloco de gelo é uma rocha, uma massa de grãos cristalinos de gelo mineral. Como as rochas ígneas, o gelo é formado pelo congelamento de um fluido. Da mesma forma que as rochas sedimentares, ele é formado a partir de materiais depositados em camadas na superfície terrestre e pode acumular-se por grandes espessuras. À semelhança das rochas metamórficas, ele é transformado pela recristalização sob pressão: o gelo glacial forma-se pelo soterramento e pelo metamorfismo do "sedimento" neve. Flocos de gelo pouco compactados – cada qual um simples cristal de gelo mineral – envelhecem e recristalizam-se como massa sólida (**Figura 21.1**).

O gelo tem algumas propriedades incomuns. Sua temperatura de fusão é extremamente baixa (0°C), centenas de graus menor que as temperaturas nas quais a rocha silicática se funde. A maioria das rochas é mais densa do que suas fusões, o que explica por que o magma ascende à litosfera. Mas o gelo é menos denso do que sua fusão, justificando por que os *icebergs* flutuam no oceano. E embora pareça mais duro, o gelo é muito mais fraco do que a maioria das rochas.

Por ser tão fraco, o gelo flui facilmente encosta abaixo como um fluido viscoso. As **geleiras** são grandes massas de gelo na superfície que mostram evidência de estarem em movimento ou de terem se movido alguma vez sob a força da gravidade. As geleiras são classificadas, com base no seu tamanho e forma, em dois tipos básicos: *geleiras de vale* e *geleiras continentais*.

## Geleiras de vale

Muitos esquiadores e escaladores de montanhas estão familiarizados com as **geleiras de vale**[1], às vezes chamadas de *geleiras alpinas* (**Figura 21.2**). Esses rios de gelo formam-se nas frias altitudes das cadeias montanhosas, onde a neve se acumula. A seguir, movem-se declive abaixo, fluindo por um vale fluvial existente ou esculpindo um novo. Uma geleira de vale geralmente ocupa toda a largura do vale e pode soterrar sua base sob centenas de metros de gelo. Em climas mais quentes de latitude baixa, as geleiras de vale são encontradas somente nas cabeceiras dos vales dos picos montanhosos mais altos. Um exemplo disso é o gelo glacial que cobre as Montanhas da Lua, com elevações acima de 5.000 m ao longo da fronteira entre Uganda e o Zaire, no leste da África

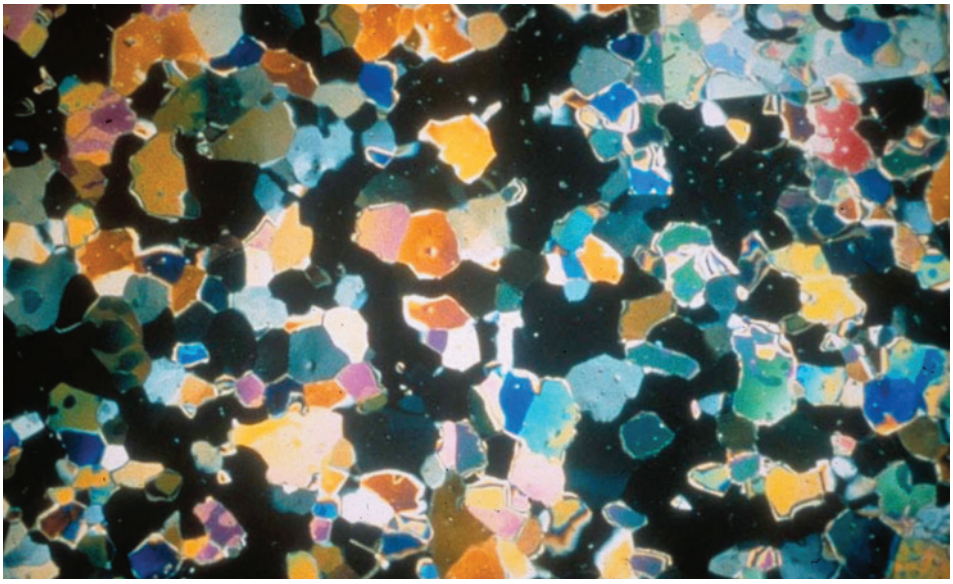


**FIGURA 21.1** ■ Um mosaico típico de cristais de gelo glacial. Os pequenos pontos circulares e tubulares são bolhas de ar. [Science VU/NOAA/USGS/Visuals Unlimited]

**FIGURA 21.2** ■ Geleira Herbert, uma geleira de vale, próxima a Juneau, no Alasca. [Greg Dimijian/ Photo Researchers]

Central. Em climas mais frios de latitude alta, essas geleiras podem descer muitos quilômetros, preenchendo toda a extensão longitudinal do vale. Extensos lobos de gelo podem estender-se até as terras mais baixas que bordejam os sopés montanhosos. As geleiras de vale que fluem nas cordilheiras montanhosas costeiras em altas latitudes podem terminar na orla oceânica, onde massas de gelo rompem-se bruscamente para formar *icebergs*, um processo chamado de **desprendimento de *iceberg*** (**Figura 21.3**).

**FIGURA 21.3** ■ Desprendimento de *iceberg* no Parque Nacional Wrangell-Saint Elias, Alasca (EUA). A desagregação ocorre quando blocos imensos de gelo descolam-se na borda de uma geleira que se moveu em direção ao litoral. [Tom Bean]

## Geleiras continentais

Uma **geleira continental**[2] é um espesso *lençol de gelo* (também chamado de manto de gelo) que cobre grande parte de um continente ou outras massas volumosas de terra (**Figura 21.4**). Atualmente, as maiores geleiras continentais do mundo estão sobre a maior parte da Groenlândia e da Antártida[3], cobrindo cerca de 10% da superfície continental da Terra e armazenando aproximadamente 75% da água doce do mundo.

Na Groenlândia, 2,6 milhões de quilômetros cúbicos de gelo cobrem 80% da área total da ilha de 4,5 milhões de quilômetros quadrados (**Figura 21.5**). A superfície superior do manto de gelo lembra uma gigantesca lente convexa. No seu ponto mais alto, no centro da ilha, o gelo atinge mais de 3.200 m de espessura. A partir dessa área central, a superfície de gelo declina para todos os lados até o mar. Na costa bordejada por montanhas, o manto de gelo quebra-se em estreitas línguas, lembrando geleiras de vale que serpenteiam as montanhas até alcançar o mar, onde os *icebergs* se formam por desprendimento.

A forma de tigela do substrato rochoso sob o manto de gelo da Groenlândia, evidente na secção transversal na parte inferior da Figura 21.5, é causada pelo peso do gelo no meio da ilha. Essa consequência da isostasia explica por que há montanhas bordejando a costa da Groenlândia.

Embora a geleira da Groenlândia seja enorme, ela fica pequena quando comparada com o manto de gelo da Antártida. O gelo cobre 90% do continente antártico, ocupando uma área de cerca de 13,6 milhões de quilômetros quadrados, e alcança espessuras de aproximadamente 4.000 m (**Figura 21.6**). O volume total do gelo na Antártida – cerca de 30 milhões de quilômetros cúbicos – constitui mais de 90% da criosfera. Como na Groenlândia, o gelo forma um domo na sua região central, que se inclina em direção às margens.

Em certos lugares, lençóis delgados de gelo – as **plataformas de gelo**[4] – que flutuam no oceano permanecem contíguos à geleira principal. A mais bem conhecida dessas formas é a Plataforma de Gelo de Ross, uma espessa camada de gelo com o tamanho aproximado do Texas[5] que flutua sobre o Mar de Ross.

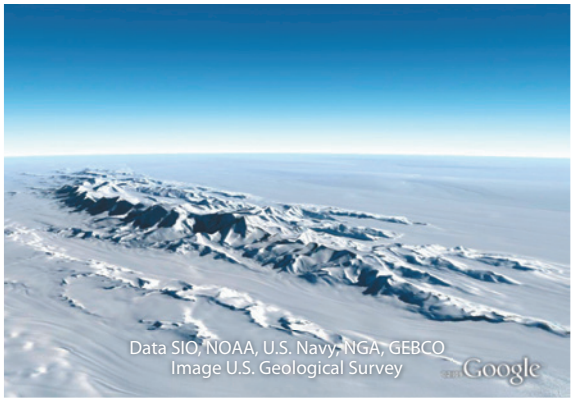



**FIGURA 21.4** ■ Cordilheira Sentinela, Antártida. Essas montanhas elevam-se mais de 4.000 m acima da espessa geleira continental da Antártida.

As *calotas de gelo*[6] são as massas de gelo formadas nos polos Norte e Sul da Terra. A maior parte da calota de gelo ártica, localizada nas mais baixas latitudes do Hemisfério Norte, estende-se sobre a água e não é uma geleira. Quase toda a calota de gelo antártica estende-se sobre o continente da Antártida e é considerada como uma geleira continental.

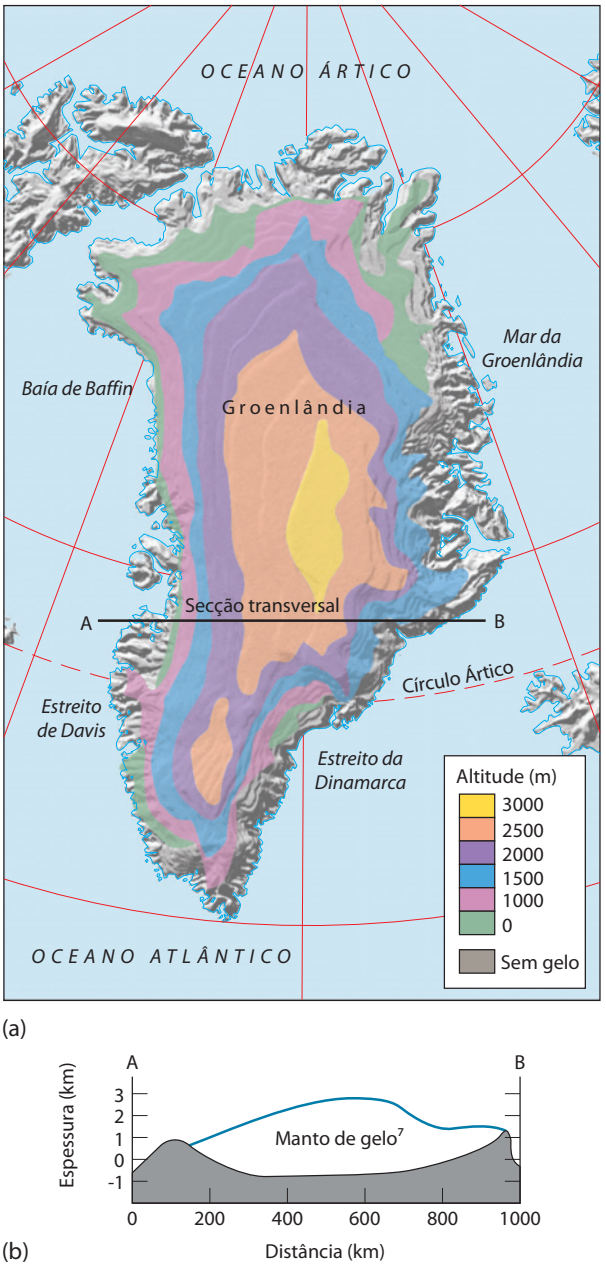



**FIGURA 21.5** ■ Mapa topográfico e secção transversal da geleira continental da Groenlândia. (a) A extensão e a elevação do manto de gelo da Groenlândia. (b) Uma seção transversal generalizada do sul da região central da Groenlândia mostra a forma de lente da geleira. O gelo move-se para baixo a partir do ponto mais espesso da seção. [Fonte: R. F. Flint, *Glacial and Quaternary Geology*. New York: Wiley, 1971]

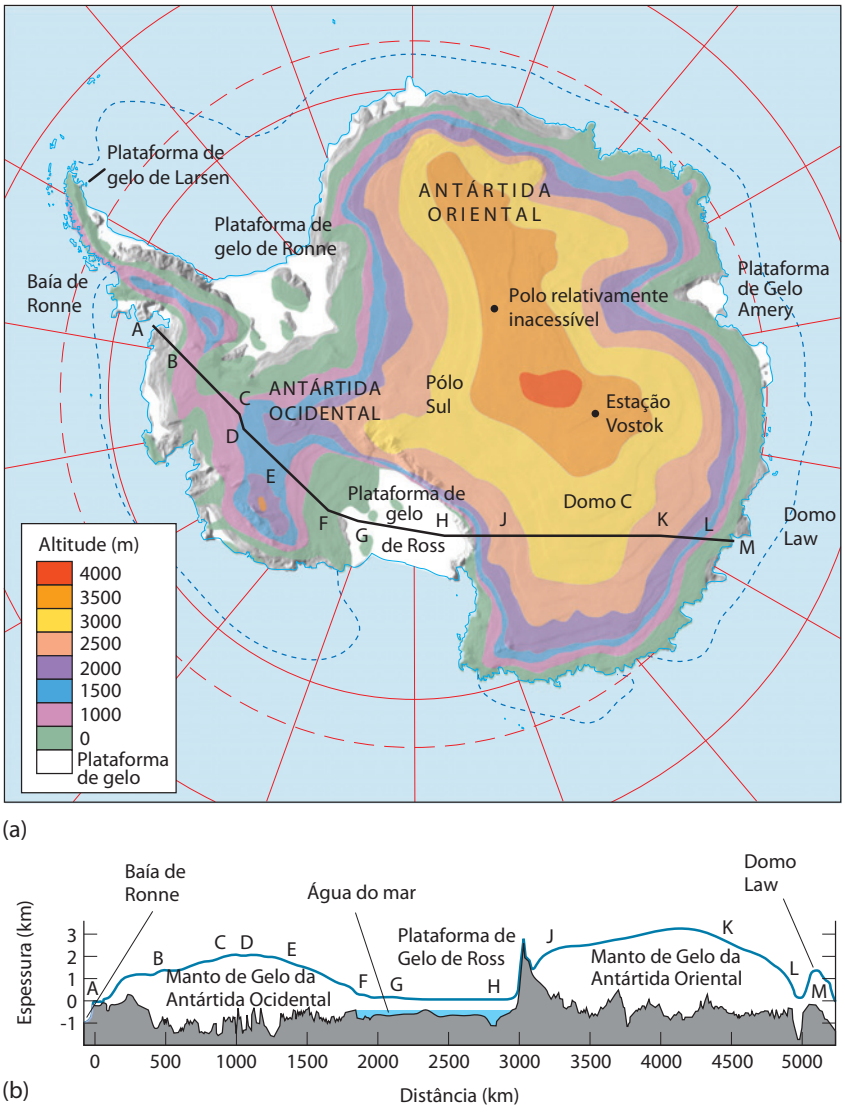



**FIGURA 21.6** ■ Mapa topográfico e secção transversal da geleira continental da Antártida. (a) A extensão e a elevação do manto de gelo da Antártida. As plataformas de gelo são mostradas em branco. (b) Uma seção transversal generalizada do manto de gelo e a terra sob ele. [Fonte: U. Radok, "The Antarctic Ice," *Scientific American* (August 1985): 100; baseado em dados do International Antarctic Glaciological Project]

## Como as geleiras se formam

Uma geleira inicia com uma abundante precipitação de neve no inverno que não derrete no verão seguinte. A neve é lentamente convertida em gelo e, quando este fica espesso o suficiente, começa a fluir.

### Ingredientes básicos: frio congelante e muita neve

Para uma geleira se formar, as temperaturas devem ser baixas o suficiente para manter a neve sobre o terreno durante todo o ano. Essas condições ocorrem em latitudes altas, porque os raios solares atingem a Terra em ângulos baixos (ver Figura 19.1), e em altas latitudes, porque a atmosfera torna-se cada vez mais fria em altitudes de aproximadamente 10 km (ver Figura 15.2). Portanto, a altitude da *linha de neve* – onde acima dela a neve não se derrete totalmente no verão – geralmente decresce em direção aos polos, onde a neve e o gelo se mantêm a cada ciclo anual, mesmo ao nível do mar. Próximo ao equador, as geleiras somente se formam em montanhas cujas altitudes ultrapassam 5.000 m.

A precipitação de neve e a formação de geleiras necessitam tanto de umidade como de frio. Os ventos carregados de umidade tendem a precipitar a maior parte de sua neve na vertente da cadeia montanhosa na qual sopra o vento (barlavento), de modo que o lado protegido a sotavento tem grande probabilidade de ser seco e sem neve. Partes das altas montanhas dos Andes, na América do Sul, por exemplo, situam-se em um cinturão no qual predominam os ventos do leste. As geleiras formam-se nas vertentes úmidas do leste, embora o lado seco do oeste também tenha um pouco de neve e gelo.

Os climas mais frios não são necessariamente os mais nevados. Por exemplo, a cidade de Nome[8], no Alasca, tem um clima polar ártico com uma temperatura máxima média anual de 9°C, mas há somente 4,4 cm de precipitação anual, praticamente toda ela na forma de neve. Compare

esses dados com aqueles da cidade de Caribou[9], no Estado do Maine (EUA), que tem um clima frio com uma temperatura máxima média anual de 25°C e uma precipitação média anual de neve de colossais 310 cm. Entretanto, as condições da região de Nome, onde pouca neve derrete, são melhores para a formação de geleiras que as condições de Caribou, onde toda a neve precipitada derrete-se no verão. Em climas áridos, é absolutamente improvável que as geleiras se formem, a menos que a temperatura seja tão baixa durante todo o ano que a neve não se derreta e seja toda preservada, como ocorre na Antártida.

## Crescimento da geleira: a acumulação

A neve, logo após precipitar-se, é uma massa fofa de flocos soltos, com empacotamento aberto. À medida que os pequenos e delicados cristais de gelo permanecem por algum tempo no chão, eles se retraem e se tornam grãos, e a massa de flocos de neve compacta-se para formar neve granular densa (**Figura 21.7**). À medida que maior quantidade de neve precipita-se e soterra a antiga, a neve granular vai aumentando sua compactação para uma forma homogeneamente mais densa, chamada de *nevado*[10]. O ulterior soterramento e envelhecimento produz gelo glacial duro à medida que os grãos menores recristalizam-se, cimentando todos os demais grãos. Todo esse processo pode levar somente alguns poucos anos para se completar,

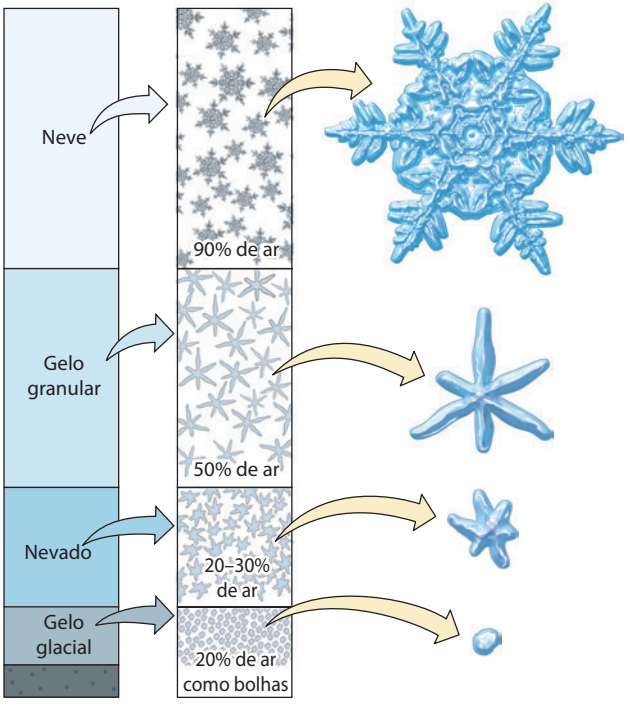



**FIGURA 21.7** ■ Estágios na transformação de cristais de neve, primeiro em gelo granular, depois em nevado e, finalmente, em gelo glacial. Um aumento correspondente da densidade acompanha essa transformação à medida que o ar é eliminado dos cristais. [Fonte: H. Bader et al., "Der Schnee und seine Metamorphose," *Beiträge zur Geologie der Schweiz* (1939)]

embora um período de 10 a 20 anos seja o mais provável. Quando o gelo se acumula até atingir uma massa suficiente para que a gravidade atue sobre ele, nasce uma geleira. Uma geleira típica cresce um pouco no inverno, à medida que a neve cai na sua superfície. A quantidade de neve anualmente adicionada à geleira é a sua **acumulação**[11].

À medida que a neve e o gelo glacial se acumulam, eles aprisionam e preservam valiosas relíquias do passado da Terra. Em 1992, cientistas italianos e austríacos anunciaram que descobriram o corpo de um humano pré-histórico preservado no gelo alpino na fronteira entre seus países. No norte da Sibéria, animais extintos – como o mamute peludo, uma criatura parecida com um grande elefante, que cruzava por terras geladas – foram encontrados congelados e preservados pelo gelo antigo. Partículas de pó e bolhas de gases atmosféricos ancestrais também estão preservadas em gelo glacial (ver Figura 21.1). As análises químicas das bolhas de ar, encontradas em gelo muito antigo e soterrado em grandes profundidades na Antártida e na Groenlândia, informam-nos de que os níveis de dióxido de carbono atmosférico foram mais baixos durante a última glaciação (Wisconsin) do que durante o período seguinte em que as geleiras começaram a se retrair (ver Figura 15.11).

## Retração glacial: ablação

À medida que flui encosta abaixo, sob a atração da gravidade, uma geleira desce até as altitudes mais baixas, onde as temperaturas são mais quentes. A quantidade total de gelo que uma geleira perde a cada ano é chamada de **ablação**. Quatro mecanismos são responsáveis pela ablação:

1. *Derretimento*. À medida que o gelo derrete, a geleira perde material.
2. *Desprendimento de* iceberg.[12] Pedaços de gelo descolam-se e formam *icebergs* quando uma geleira alcança a linha de costa (Figura 21.3).
3. *Sublimação*. Em climas frios, o gelo pode passar diretamente do estado sólido (gelo) para o gasoso (vapor d'água).
4. *Erosão eólica*. Ventos fortes podem erodir o gelo, principalmente por derretimento e sublimação.

A maior parte da ablação ocorre na região da borda da geleira. Assim, mesmo que uma geleira esteja avançando encosta abaixo ou radialmente a partir de seu centro, a borda de gelo, ou *frente da geleira*, pode estar se retraindo. Os dois mecanismos pelos quais as geleiras perdem a maior parte do gelo são o derretimento e o desprendimento de *icebergs*.

## Balanço de massa glacial: acumulação menos ablação

A diferença entre a acumulação e a ablação, chamada de *balanço de massa glacial*[13], resulta no crescimento ou na retração de uma geleira (**Figura 21.8**). Quando a acumulação é igual à ablação durante um longo período, a geleira permanece em um tamanho constante, mesmo quando

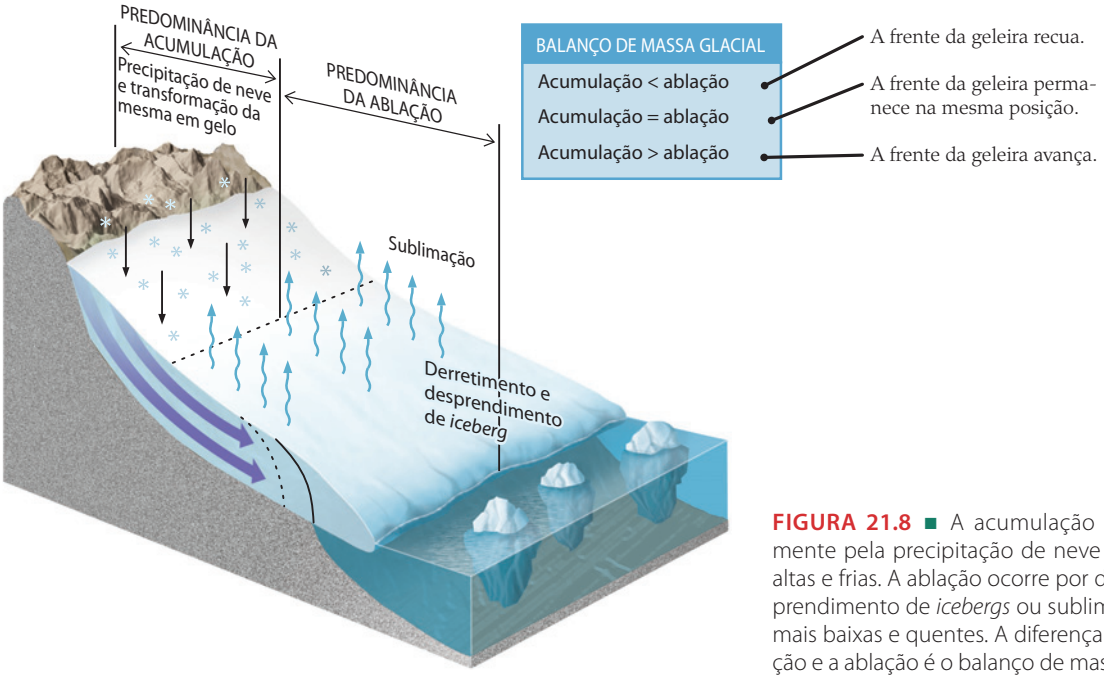



**FIGURA 21.8** ■ A acumulação ocorre principalmente pela precipitação de neve nas regiões mais altas e frias. A ablação ocorre por derretimento, desprendimento de *icebergs* ou sublimação nas regiões mais baixas e quentes. A diferença entre a acumulação e a ablação é o balanço de massa glacial.

continua a fluir declive abaixo a partir da área onde é formada. Tal geleira acumula neve e gelo na sua região superior na mesma quantidade em que ocorre a ablação na sua parte inferior. Se a acumulação excede a ablação, a geleira cresce; caso contrário, ela se retrai.

O balanço de massa varia de ano a ano. Nos últimos milhares de anos, muitas geleiras mantiveram um tamanho médio constante, embora algumas mostrem evidências de crescimento ou de recuo como resposta às variações climáticas regionais de curta duração. Entretanto, no século passado, as geleiras em muitas regiões de baixa latitude recuaram em resposta ao aquecimento global (**Figura 21.9**). Uma vez que o recuo glacial é um bom indicador de mudança climática, os balanços glaciais agora são cuidadosamente monitorados.

## Como as geleiras se movem

Quando a espessura do gelo torna-se suficiente – normalmente várias dezenas de metros – para que sua resistência ao movimento seja superada pela força da gravidade,

(a) (b)

**FIGURA 21.9** ■ Fotografias da geleira Qori Kalis, no Peru, obtidas da mesma posição (a) em julho de 1978 e (b) em julho de 2004. Entre 1998 e 2001, a borda de gelo recuou uma média de 155 m por ano, alarmantes 32 vezes mais rápido do que o recuo médio anual de 1963 a 1978. [Lonnie G. Thompson, Byrd Polar Research Center, Ohio State University]

ele começa a se deslocar e, assim, torna-se uma geleira. O gelo de uma geleira flui lentamente declive abaixo da mesma maneira que o fluxo laminar de uma corrente de água (ver Figura 18.14). Ao contrário da facilidade de observar o fluxo rápido de um rio, o movimento do gelo é tão lento que, de um dia para o outro, até parece que ele não se move de forma alguma.

## Os mecanismos do fluxo glacial

As geleiras fluem principalmente devido a dois mecanismos: fluxo plástico e deslizamento basal (**Figura 21.10**). No fluxo plástico, o movimento ocorre na forma de deformação dentro da geleira. No deslizamento basal, a geleira desliza declive abaixo, como se fosse uma única peça, ao longo de sua base, a exemplo de um bloco de gelo deslizando em uma tábua inclinada.

**MOVIMENTO POR FLUXO PLÁSTICO** A força da gravidade exercida sobre uma geleira faz com que os cristais individuais de gelo deslizem por ínfimas distâncias, da ordem de 10 milionésimos de milímetro, durante curtos intervalos de tempo (Figura 21.10a). O somatório de todos esses pequenos movimentos, que ocorrem em muitos cristais de gelo constituintes da geleira deforma toda a massa glacial em um processo conhecido como **fluxo plástico**. Para visualizar esse processo, pense em uma pilha aleatória de vários baralhos de cartas, cada qual amarrado por uma tira elástica. A pilha inteira pode ser deslocada pela indução de vários deslizamentos pequenos entre as cartas de cada um deles. À medida que os cristais crescem sob tensão nas partes mais profundas da geleira, seus planos microscópicos de deslizamento tornam-se paralelos, aumentando a taxa de fluxo.

O fluxo plástico predomina em regiões acerbamente frias, onde a temperatura do gelo em toda a parte da geleira, incluindo sua base, está bem abaixo do ponto de congelamento e o gelo basal está congelado junto com o terreno (Figura 21.10b). A maior parte do movimento dessas geleiras frias e secas ocorre acima da base por fluxo plástico. O movimento próximo à base congelada descola-se e transporta pedaços do embasamento rochoso e do solo. Por causa dessa mistura de material rochoso com gelo, a interface entre o gelo sobreposto e o solo sotoposto geralmente não é um limite tão nítido, sobretudo onde o solo consiste em sedimentos ou em rochas sedimentares frágeis. Pelo contrário, essa interface torna-se uma transição entre o gelo carregado de detritos e o terreno deformado contendo quantidade apreciável de gelo.

**MOVIMENTO POR DESLIZAMENTO BASAL** O outro mecanismo de movimento do gelo é o **deslizamento basal**, que é o deslizamento da geleira ao longo do limite entre o gelo e o solo (Figura 21.10c). O ponto de congelamento do gelo diminui com o aumento da pressão, portanto o gelo na base de uma geleira, onde o peso do gelo sobreposto é maior, derrete a uma temperatura mais baixa do que o gelo na geleira. O gelo derretido lubrifica a base da geleira, fazendo com que ela deslize declive abaixo. Esse é o mesmo efeito que torna possível a patinação sobre o gelo: o peso do corpo sobre a estreita lâmina do patim fornece pressão suficiente para derreter um pouco o gelo que está justamente embaixo dela, o que a lubrifica e possibilita que deslize facilmente sobre a superfície.

Em regiões temperadas, onde a temperatura do ar não atinge o ponto de congelamento durante partes do ano, o gelo pode estar no ponto de fusão em uma geleira, bem como em sua base. O fluxo plástico contribui com uma pequena quantidade do calor interno da geleira, a partir da fricção gerada pelos deslizamentos microscópicos dos cristais de gelo. Nessas geleiras, a água ocorre no gelo como pequenas gotas entre os cristais. A água que se infiltra pelas rachaduras do gelo forma poças ou correntes de água de degelo que escavam túneis no gelo. A água existente em todo o interior da geleira facilita o deslizamento interno entre as camadas de gelo.

## Fluxo em geleiras de vale

Louis Agassiz, um zoólogo e geólogo suíço do século XIX, foi o primeiro a observar como uma geleira de vale se move. Quando era um jovem professor, na década de 1830, ele fincou estacas em uma geleira dos Alpes Suíços e mediu as mudanças de posição ao longo de alguns anos. Ele observou que as estacas ao longo da linha central da geleira tiveram o movimento mais rápido, cerca de 75 m em um ano, ao passo que as estacas próximas às paredes do vale moviam-se mais lentamente. A deformação, posteriormente verificada, nos longos tubos profundamente fincados demonstrou que o gelo na base da geleira fluía mais lentamente que aquele no centro.

Esse tipo de deformação, no qual a parte central de uma geleira move-se mais rapidamente do que as laterais ou a base, é um diagnóstico do fluxo plástico (Figura 21.10d). O gelo de certas geleiras de vale pode mover-se em uma velocidade mais uniforme, deslizando como um bloco único, quase exclusivamente por deslizamento basal, ao longo da camada lubrificante de água derretida próxima ao substrato. No entanto, o que ocorre com mais frequência é uma combinação de mecanismos de fluxo de geleiras de vale – parte por fluxo plástico na massa de gelo e parte por deslizamento basal.

Um período repentino de movimento rápido de uma geleira de vale, chamado de **avanço glacial súbito**, ocorre, à vezes, depois de um longo período de pouco deslocamento. Os avanços glaciais súbitos podem durar muitos anos e, durante esse tempo, o gelo pode se deslocar com velocidades de mais de 6 km/ano – mil vezes a velocidade normal de uma geleira. Embora o mecanismo dos avanços súbitos não seja totalmente entendido, parece que eles decorrem da pressão da água que se acumula nos túneis de degelo localizados na base da geleira ou próximos a ela. Essa água pressurizada aumenta bastante o deslizamento basal.

A parte superior de uma geleira sofre pouca pressão. Em pressões baixas, o gelo na superfície da geleira (mais rasa que aproximadamente 50 m) comporta-se como um sólido rígido e frágil, rachando à medida que é arrastado adiante pelo fluxo plástico do gelo sotoposto. Essas fissuras, chamadas de **fendas**[14], quebram a superfície do gelo em vários pedaços pequenos e grandes (**Figura 21.11**). As

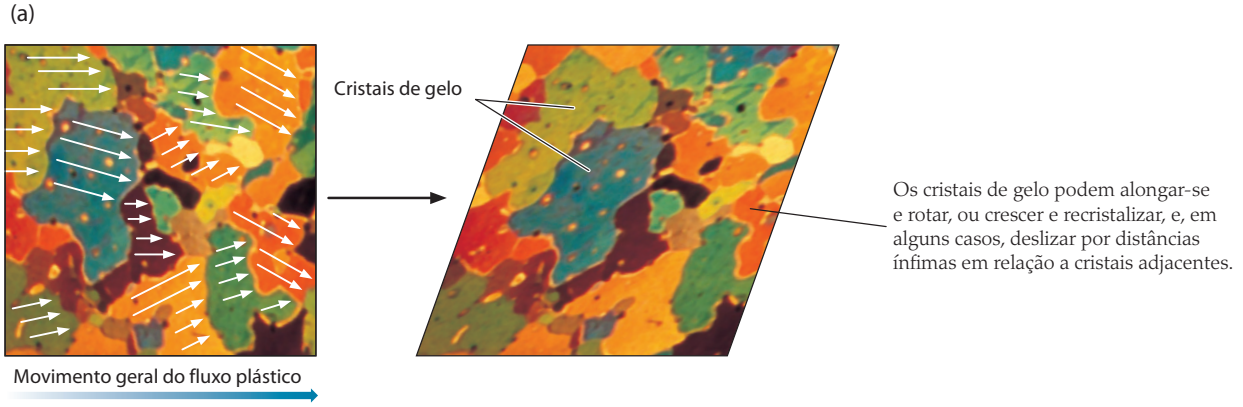



**FIGURA 21.10** ■ As geleiras fluem por meio de dois mecanismos principais: fluxo plástico e deslizamento basal. (a) Deformação em fluxo plástico. (b) Fluxo plástico. (c) Deslizamento basal. (d) Fluxo em geleiras de vale. (e) Fluxo em geleiras continentais.

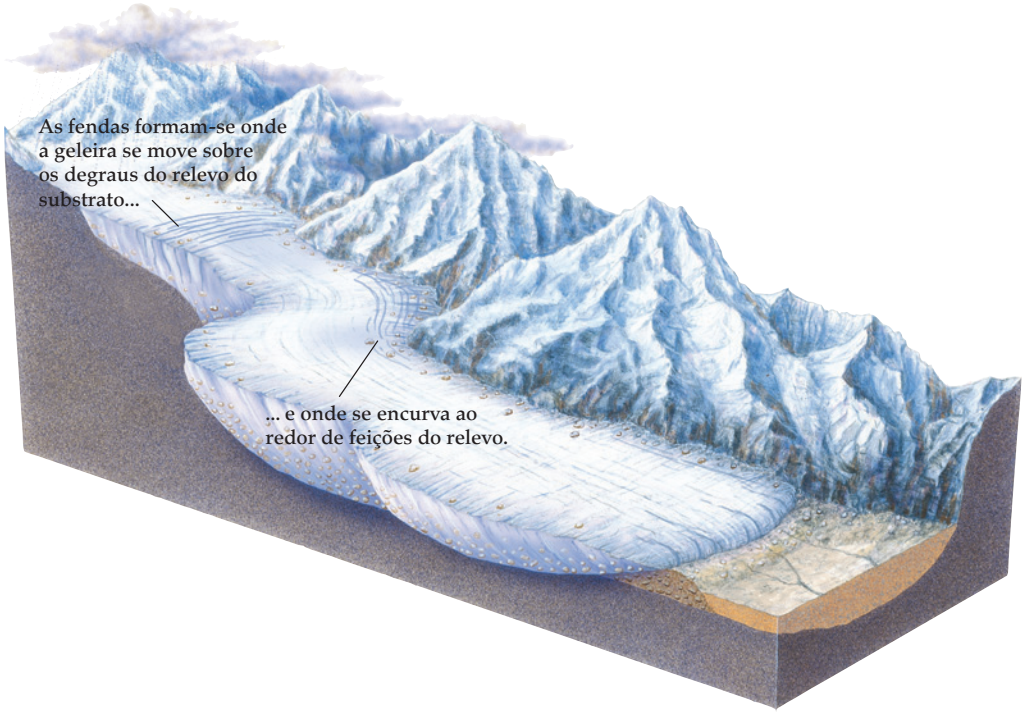



**FIGURA 21.11** ■ (a) Fendas na geleira do Monte Rainier, Estado de Washington (EUA). [DougChurchill.com] (b) As fendas em uma geleira de vale tendem a ocorrer onde a deformação do gelo é intensa.

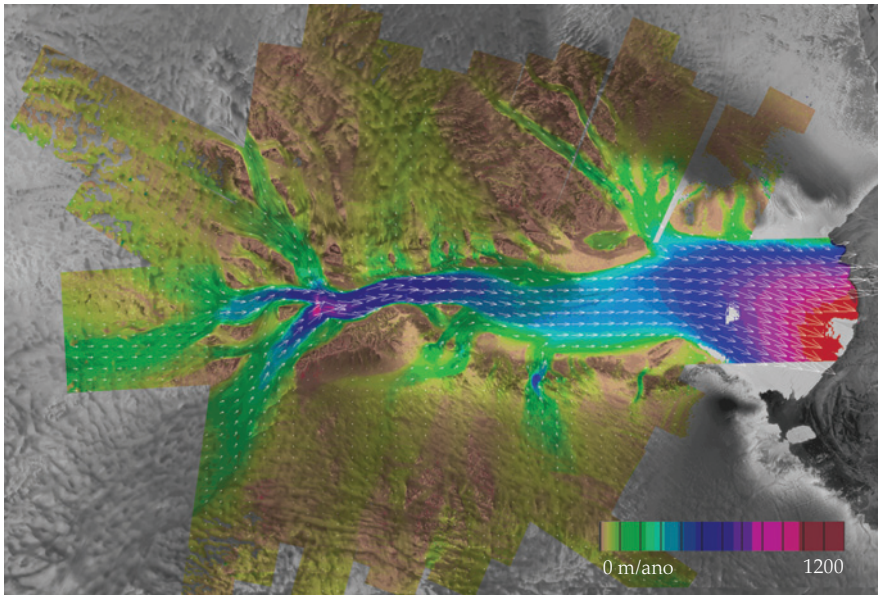
fendas ocorrem mais comumente em lugares onde a deformação da geleira é intensa – como na região próxima à parede rochosa do vale contra a qual o gelo é arrastado, nas curvas do vale, em irregularidades no solo do vale e onde o declive fica acentuadamente mais íngreme. O movimento do gelo superficial rúptil nesses lugares é um "fluxo" resultante dos diversos deslizamentos entre esses blocos irregulares, de certo modo similares àqueles do falhamento em rochas crustais.

## A Antártida em movimento

A Antártida apresenta-se como uma terra congelada no tempo, mas ela certamente não é imóvel. As geleiras avançam a partir do centro do continente para o mar, os *icebergs* desprendem-se repentinamente e estatelam-se estrondosamente no oceano, e grandes rios de gelo serpenteiam através do manto de gelo. Todos esses movimentos são evidências das relações dinâmicas entre esse remoto continente e o clima global. As geleiras continentais em climas polares, onde o deslizamento basal é pequeno ou ausente, têm as taxas mais altas de movimento no centro do gelo. Ali, a pressão é muito alta e somente as forças de atrito existentes entre as camadas de gelo retardam o movimento, fazendo com que se desloquem em diferentes velocidades (Figura 21.10e).

Os geólogos utilizam satélites e radares aerotransportados para mapear as formas e todos os movimentos das geleiras. Essas medidas mostram que as geleiras da Antártida fluem rapidamente em **correntes de gelo** com 25 a 80 km de largura e 300 a 500 km de comprimento (**Figura 21.12**). Essas correntes alcançam velocidades de 0,3 a 2,3 m/dia, em contraposição a uma taxa de fluxo de 0,02 m/dia do manto de gelo adjacente. Poços perfurados no gelo revelaram que a base do rio de gelo está no ponto de fusão e que a água de degelo está misturada com sedimentos

(a)




(b)

**FIGURA 21.12** ■ (a) Geleira Lambert, na Antártida, mostrando linhas de fluxo no primeiro plano, onde o gelo está fluindo mais rapidamente. (b) Mapa de velocidade da Geleira Lambert e sua principal corrente de gelo. As setas mostram a direção na qual o gelo está fluindo. As áreas sem movimento (amarelo) são ou substrato exposto ou gelo parado. As geleiras tributárias menores geralmente têm velocidades baixas, de 100 a 300 m/ano (verde), que gradualmente aumentam à medida que fluem na superfície inclinada do continente e interceptam a região superior da Geleira Lambert. A maior parte dessa geleira atinge velocidades de 400 a 800 m/ano (azul). À medida que ela alcança e se adentra na Plataforma de Gelo Amery, a qual se espraia e se adelgaça, as velocidades aumentam para 1.000 a 1.200 m/ano (rosa/vermelho). A área da imagem tem cerca de 570 por 380 km. [(a) Cortesia de Richard Stanaway, Geodynamics Group, Research School of Earth Sciences, Australian National University; (b) imagens do RADARSAT da Missão de Mapeamento da Antártida de 2000, NASA Visible Earth]

# Jornal da Terra

## 21.1 Isostasia e variação do nível do mar

Se as plataformas de gelo na Antártida continuarem a colapsar, o nível do mar subirá? Na verdade, se todas as plataformas de gelo da Terra se fragmentassem no oceano durante os próximos poucos anos, o nível do mar não mudaria muito. O motivo está relacionado ao princípio da isostasia, discutido no Capítulo 14. Como os *icebergs*, as plataformas de gelo flutuam no oceano. Quando elas derretem, o gelo é convertido em água, mas não há variação no nível do mar. Pela mesma razão, quando os cubos de gelo em um copo derretem, o nível do líquido não muda.

O empuxo dos *icebergs* e das plataformas de gelo resulta do fato de que o volume do gelo *submersso* pesa menos que o volume da água que ele desloca. Essa força do empuxo contrapõe-se à força gravitacional, que atrai o *iceberg* para baixo. Quanto maiores os *icebergs*, mais altos eles ficam acima da superfície do mar, mas também mais profunda é a raiz submersa, de modo a prover maior empuxo.

Ao deslocar a água do mar, à medida que flutuam, os *icebergs* e as plataformas de gelo conduzem o nível do mar para uma posição mais alta. O nível do mar poderá ser mais alto dependendo de quanta água for deslocada, de modo que, quanto maior o *iceberg* ou a plataforma de gelo, mais alto o nível do mar. O princípio da isostasia assegura que essa subida do nível do mar seja proporcional ao volume da água deslocada. Entretanto, quando os *icebergs* e as plataformas de gelo se fundem, não há variação no nível do mar – a água deslocada por um *iceberg* é preenchida pelo volume de água de sua própria fusão.

A fusão das geleiras contribui para a subida do nível do mar de duas maneiras. No primeiro caso, o gelo que está situado sobre o substrato derrete-se para produzir a água que enche o oceano; a taxa de subida do nível do mar depende da taxa de derretimento do gelo. No segundo caso, esse derretimento faz com que os *icebergs* sejam derramados diretamente no oceano; a subida do nível do mar é instantânea à medida que os blocos de gelo deslizam do continente e caem na água.

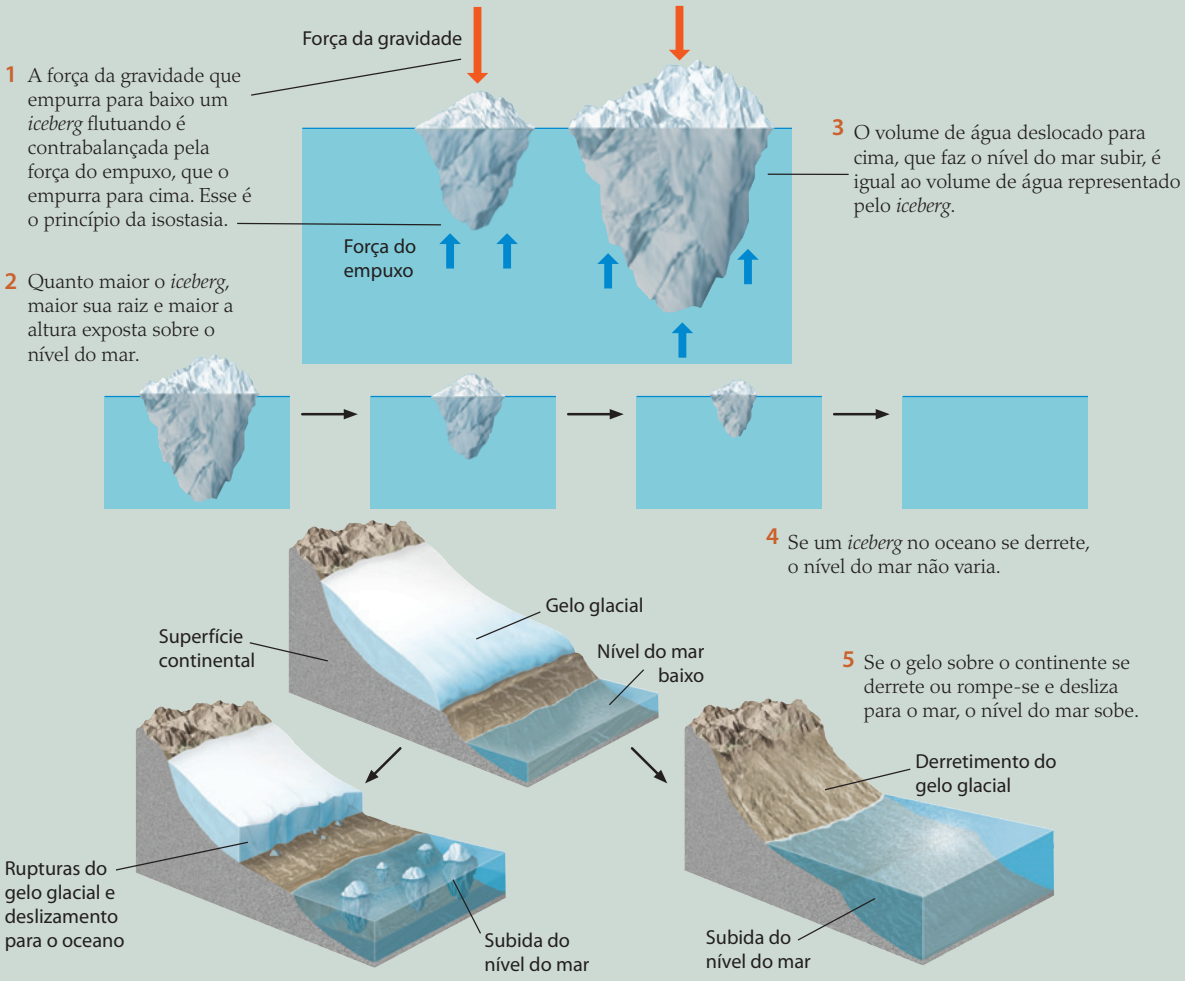
Portanto, a destruição de uma plataforma de gelo somente faz o nível do mar subir se parte dela estiver assentada sobre o substrato, de onde desliza para o mar. Nesse caso, o peso do gelo não será mais suportado pelo continente, mas pelo empuxo da água do mar que ele desloca, fazendo-a subir para um nível mais alto.

moles. Uma teoria diz que o movimento rápido dos rios de gelo está relacionado com a deformação do sedimento basal saturado de água. Correntes de gelo podem se formar durante o aquecimento climático, o qual causa o quebramento do gelo e uma rápida deglaciação. Em um período de aquecimento global, as correntes de gelo poderiam contribuir para a retração das geleiras e para a instabilidade do manto de gelo da Antártida Ocidental.

Utilizando mapeamento de satélite com radar de alta resolução, os geólogos observaram que diversas geleiras da Antártida retraíram-se mais de 30 km em apenas três anos. Durante os últimos 20 anos, mais ou menos, enormes pedaços de gelo têm se desprendido das geleiras da Antártida. Em março de 2000, um *iceberg* do tamanho do Estado de Delaware[15] (EUA) desprendeu-se da Plataforma de Gelo de Ross. Mais recentemente, em fevereiro e março de 2002, uma porção da Plataforma de Gelo de Larsen do tamanho de Rhode Island[16] (cerca de 3.250 km$^2$) desintegrou-se e separou-se do lado nordeste da Península Antártica (**Figura 21.13**). O fraturamento desse pedaço do manto de gelo produziu milhares de *icebergs*.

Os geólogos que monitoram a Plataforma de Gelo de Larsen foram capazes de predizer esse colapso de 2002. Observações de campo e de satélite mostraram que a taxa de fluxo da corrente de gelo tinha crescido de forma impressionante, o que foi interpretado como uma evidência de instabilidade. Após o colapso da plataforma de gelo, a taxa de fluxo da corrente de gelo aumentou ainda mais. Em geral, a destruição de plataformas de gelo tende a desestabilizar as geleiras continentais que as alimentam, fazendo com que as geleiras fluam mais rapidamente para os oceanos.

As instabilidades de plataformas de gelo estão aumentando em termos de tamanho e frequência a uma




Segundo o princípio da isostasia, as plataformas de gelo e os *icebergs* flutuam e, assim, deslocam uma massa de água equivalente à sua própria massa; portanto, seu derretimento não altera o nível do mar. Porém, a fusão dos mantos de gelo no continente injeta nova água nos oceanos, causando um aumento no nível do mar.

velocidade preocupante. O exemplo mais recente é a Plataforma de Gelo de Wilkins, que ocupa uma área de 14.000 km$^2$ no sudoeste da Península Antártica. Ela começou a romper-se no início de 2008 e, já no começo de 2009, estava à beira do colapso total. Embora esses colapsos sejam um sintoma inquietante do aquecimento global, eles não contribuirão, por si só, com o aumento do nível do mar (ver Jornal da Terra 21.1).

## As paisagens glaciais

O movimento das geleiras é responsável pelo enorme volume de trabalho geológico realizado pelo gelo: erosão, transporte e sedimentação. Da mesma forma que não se pode observar uma pegada na areia enquanto o pé ainda está cobrindo-a, não se podem ver os efeitos de uma geleira ativa em seu assoalho e paredes laterais. Somente quando o gelo derrete seu trabalho geológico é revelado. Podemos inferir os processos físicos controlados pelo movimento do gelo a partir da comparação do relevo de uma área antes da atuação glacial com as distintas formas da superfície deixadas pela ação da mesma.

### A erosão glacial e os acidentes geográficos erosivos

O gelo é de longe um agente de erosão mais eficiente que a água ou o vento. Uma geleira de vale com poucos metros de largura pode arrancar e moer milhões de toneladas de substrato rochoso em um único ano. O gelo carrega essa pesada carga de sedimentos para a região frontal do gelo, onde é depositada quando o mesmo derrete. A

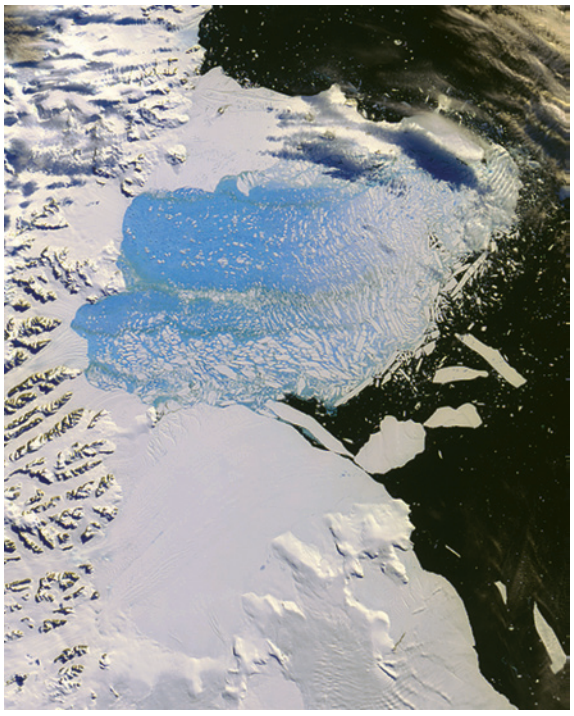


**FIGURA 21.13** ■ Colapso da Plataforma de Gelo Larsen. Esta imagem de satélite foi feita no dia 7 de março de 2002, quase no final de um período de dois meses em que um pedaço enorme da plataforma de gelo separou-se da costa e estilhaçou-se em milhares de *icebergs*. As cores mais escuras no lado direito da imagem identificam as águas do oceano aberto. As áreas brancas são *icebergs*, as partes remanescentes da plataforma de gelo, e geleiras sobre o substrato. A área azul-clara é uma mistura de água do mar e gelo intensamente fraturado. A área da imagem tem cerca de 150 por 185 km. [NASA/GSFC/LaRC/JPL, MISR Team]

quantidade total de sedimentos depositados nos oceanos mundiais foi várias vezes maior durante o período glacial recente do que durante os períodos não glaciais.

Em sua base e paredes laterais, uma geleira engolfa blocos de rocha fragmentados e fendidos, fraturando-os e triturando-os contra o pavimento rochoso sotoposto. A ação de moagem fragmenta a rocha em vários tamanhos, desde matacões tão grandes quanto uma casa, até material muito fino do tamanho silte e argila, chamado de *farinha de rocha*. A farinha de rocha está sujeita ao rápido intemperismo químico por causa da sua granulação mais fina, que aumenta a área superficial. Nos locais onde os detritos glaciais estão encapsulados pelo gelo e o substrato está por ele recoberto com um espesso manto, o intemperismo químico é mais lento do que em terrenos sem gelo. Quando a farinha de rocha é liberada do gelo nos bordos de derretimento da geleira, ela seca e torna-se pó, sendo carregada pelo vento. Como abordamos no Capítulo 19, o vento pode soprar a poeira por grandes distâncias, depositando-a definitivamente como loess, que são muito comuns durante os períodos glaciais.

À medida que as geleiras arrastam blocos rochosos ao longo de sua base, eles arranham e sulcam o pavimento. Tais abrasões são denominadas **estrias**. A orientação das estrias mostra-nos a direção do movimento do gelo – um fator particularmente importante no estudo de geleiras continentais cujos vales não são evidentes. Pelo mapeamento das estrias de uma extensa área inicialmente coberta por geleiras continentais, podemos reconstruir os padrões de fluxo das geleiras (**Figura 21.14**).

Com o avanço das geleiras, o gelo esculpe pequenas elevações assimétricas no substrato – conhecidas como *rocha moutonée*[17], devido à analogia com o dorso de um carneiro – com o lado montante mais suave e polido e com o lado jusante arrancado, resultando em um declive abrupto e irregular (**Figura 21.15**). Esses declives assimétricos indicam o sentido do movimento do gelo.

Uma geleira de vale esculpe uma série de formas erosivas à medida que flui desde sua origem até seu limite inferior (**Figura 21.16**). Na cabeceira do vale glacial, a ação de arrancar e rasgar do gelo tende a entalhar uma

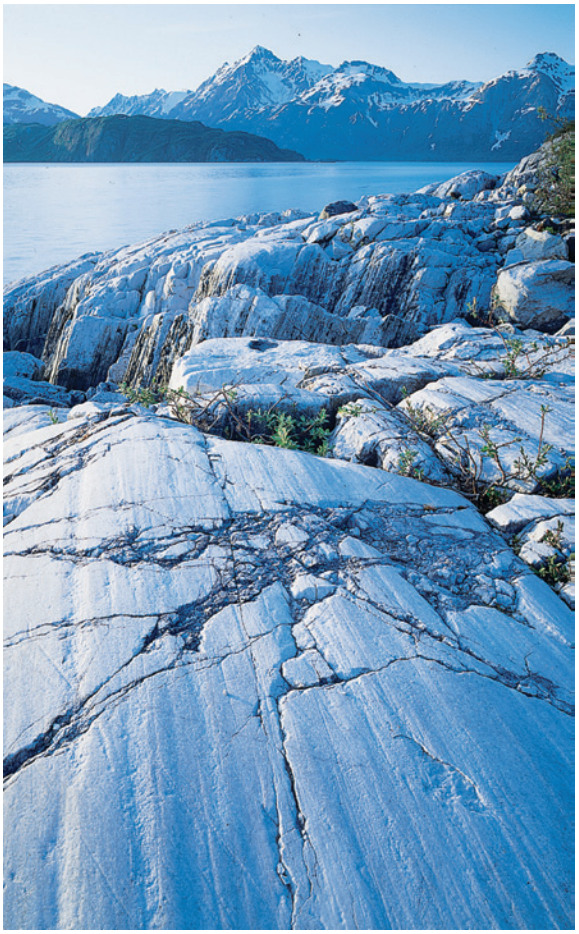


**FIGURA 21.14** ■ Polimento, estrias e sulcos glaciais em um substrato rochoso no Parque Nacional da Geleira Bay, no Alasca (EUA). As estrias evidenciam a direção do movimento do gelo e são pistas especialmente importantes para a reconstrução do movimento das geleiras continentais. [Carr Clifton]

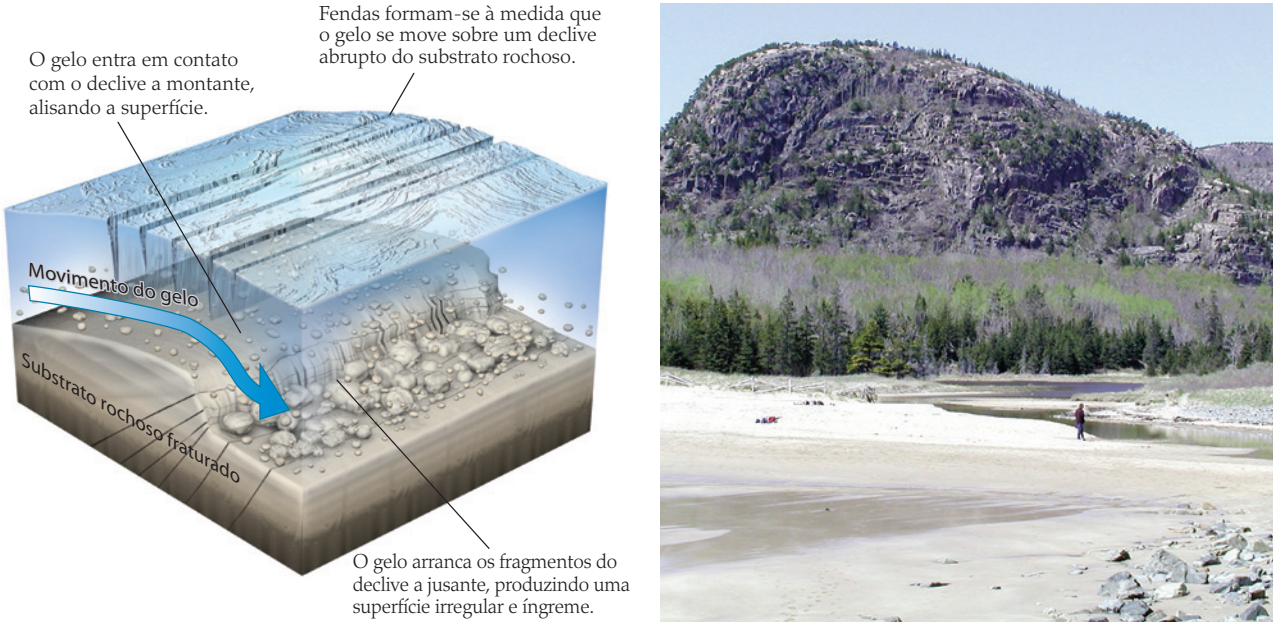



**FIGURA 21.15** ■ (a) A rocha *moutonée* é um pequeno morrote do substrato rochoso, cuja face montante foi polida pelo gelo que, à medida que se movimentava, escavou também uma face irregular a jusante, arrancando pedaços do substrato a partir das juntas e fraturas e empurrando-os para frente. (b) Uma rocha *moutonée* conhecida como "A Colmeia" ergue-se acima de Sand Beach, no Parque Nacional Acadia, Maine (EUA). [Robert E. Nelson, Colby College]

bacia com a forma de um anfiteatro, chamada de **circo**, geralmente com a forma de meio cone invertido. Com a erosão continuada, os circos nas cabeceiras dos vales adjacentes gradualmente se encontram nos topos das montanhas, produzindo cristas afiadas e pontudas chamadas de *arêtes*[18] ao longo do divisor da bacia hidrográfica. À medida que a geleira do vale move-se para baixo a partir de seu circo, ela escava um novo vale ou aprofunda um vale fluvial preexistente, originando um característico **vale em U**. Os assoalhos dos vales glaciais são largos e planos e têm paredes abruptas, em contraste com os vales em V de muitos rios montanhosos (ver Capítulo 18).

As geleiras e os rios também diferem na forma com que os tributários desembocam neles. Embora a superfície de uma geleira tributária esteja no mesmo nível onde desemboca na geleira principal, o assoalho do vale tributário pode estar muito mais raso que o principal. Quando o gelo derrete, o vale tributário é deixado como um **vale suspenso** – aquele cujo assoalho fica mais alto que o do vale principal (ver Figura 21.16). Depois que o gelo desaparece e os rios ocupam os vales, a desembocadura é marcada por uma queda d'água, na qual o rio do vale suspenso salta o penhasco abrupto que o separa do vale principal mais embaixo.

As geleiras de vale nos litorais podem erodir seus assoalhos muito mais profundamente que o nível do mar. Quando o gelo se retrai, esses vales de paredes abruptas – que ainda mantêm um perfil em U – são inundados pela água do mar (ver Figura 21.16). Esses braços glaciais do mar, chamados de **fiordes**, originam o espetacular cenário acidentado que tornou famosas as costas do Alasca (EUA), da Colúmbia Britânica (Canadá), da Noruega e da Nova Zelândia.

## A sedimentação glacial e as formas de relevo sedimentares

As geleiras erodem e transportam para jusante materiais rochosos de todos os tipos e tamanhos, depositando-os, por fim, onde o gelo se derrete. O gelo é o mais efetivo meio de transporte, pois o material que coleta não é sedimentado em seguida, como ocorre com a carga transportada por um rio. Assim como as correntes de água e de vento, o fluxo do gelo também tem competência (a capacidade para carregar partículas de um certo tamanho) e capacidade (a quantidade total de sedimento que pode ser transportada). O gelo tem uma competência extremamente alta: ele pode carregar imensos blocos com vários metros de diâmetro que nenhum outro agente de transporte poderia mover. O gelo também tem uma extraordinária capacidade. Alguns tipos de gelo estão tão carregados de material rochoso que têm uma cor escura e assemelham-se a sedimento cimentado com gelo.

Quando o gelo glacial se derrete, deposita uma carga heterogênea, pobremente selecionada, de matacões, seixos, areia e argila. A grande variedade de tamanhos é uma característica que diferencia o sedimento glacial de

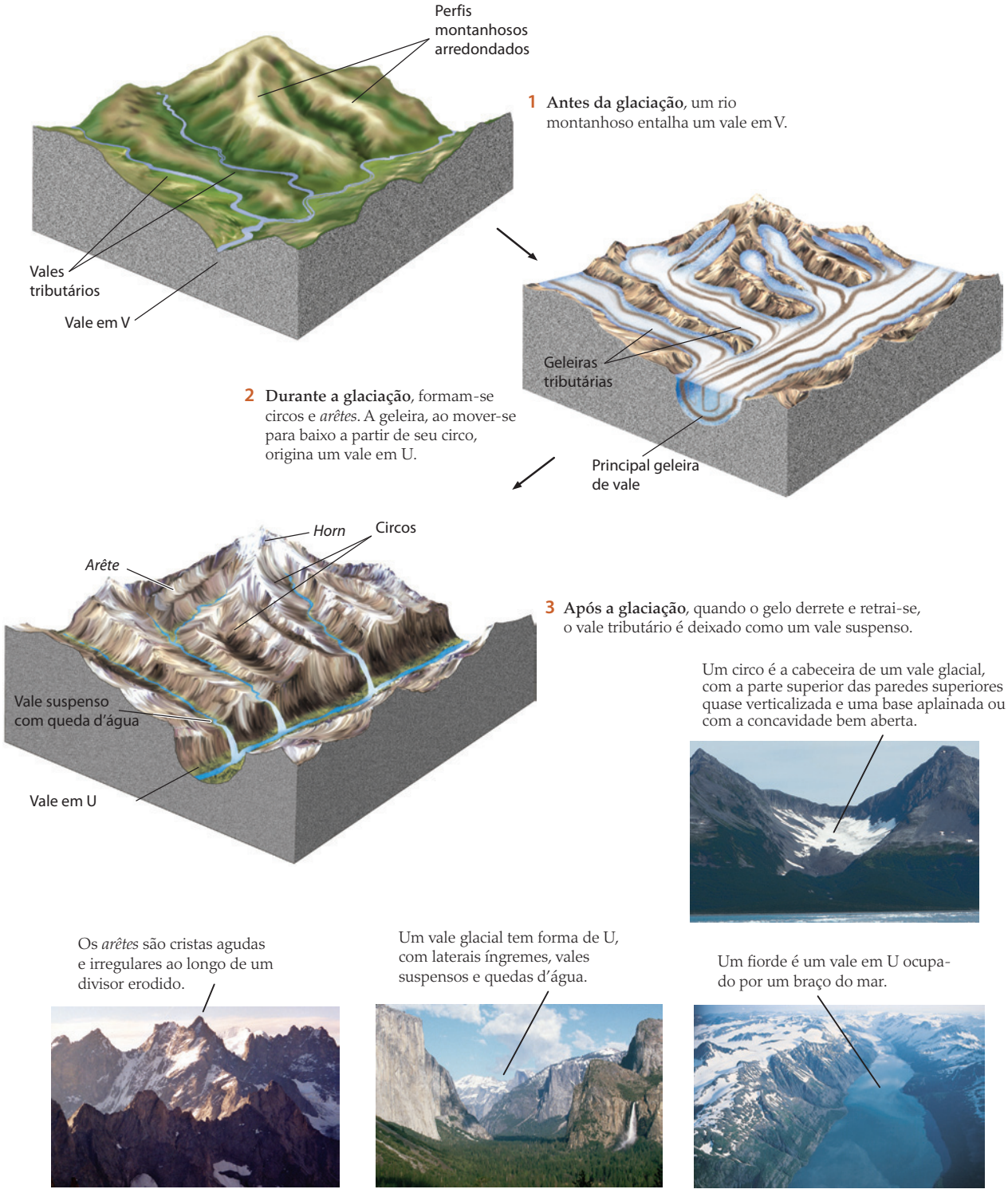



**FIGURA 21.16** ■ A erosão por geleiras de vales cria acidentes geográficos característicos. [*circo*: Marli Miller; *arêtes*: Julien Beausseron; *vale glacial*: Tom Bean/CORBIS; *fiorde*: Steve McCutcheon/Visuals Unlimited]

outros materiais, bem mais selecionados, depositados por rios e ventos. O material heterogêneo intrigou os geólogos antigos, que não estavam cientes da origem glacial do mesmo. Eles o chamaram de *drift*[19], porque parecia que tinha sido, de algum modo, transportado de outras áreas. O termo ***drift*** é utilizado atualmente para *todo* material de origem glacial, encontrado em qualquer lugar no continente ou no mar.

Certos *drifts* são depositados diretamente pelo derretimento do gelo. Esse depósito sedimentar, sem estratificação e pobremente selecionado, é conhecido como **till** e pode conter fragmentos de todos os tamanhos – argila, areia ou matacão (**Figura 21.17**). Os enormes matacões, frequentemente contidos em um till, são chamados de *erráticos*, porque sua composição parece ser aleatória e muito diferente daquela das rochas locais.

Outros depósitos de *drift* são assentados quando o gelo se funde e espalha o sedimento. Os rios da água de degelo, fluindo em túneis dentro e embaixo do gelo e na frente da geleira, podem coletar, transportar e depositar parte do material. Depósitos de *drift* podem aprisionar parte da água de degelo, gerando seu acúmulo e a formação de lagos. Como qualquer outro sedimento transportado pela água, esse material é estratificado e bem selecionado, podendo ter estruturas do tipo estratificação cruzada. O *drift* que foi coletado e distribuído pelos rios da água de degelo é chamado de **depósito de degelo**[20] e com frequência forma amplas planícies sedimentares a jusante de geleiras em processo de derretimento, conhecidas como *planícies de lavagem*. Os ventos intensos podem soprar o material de grão fino das planícies de lavagem e depositá-lo como loess.

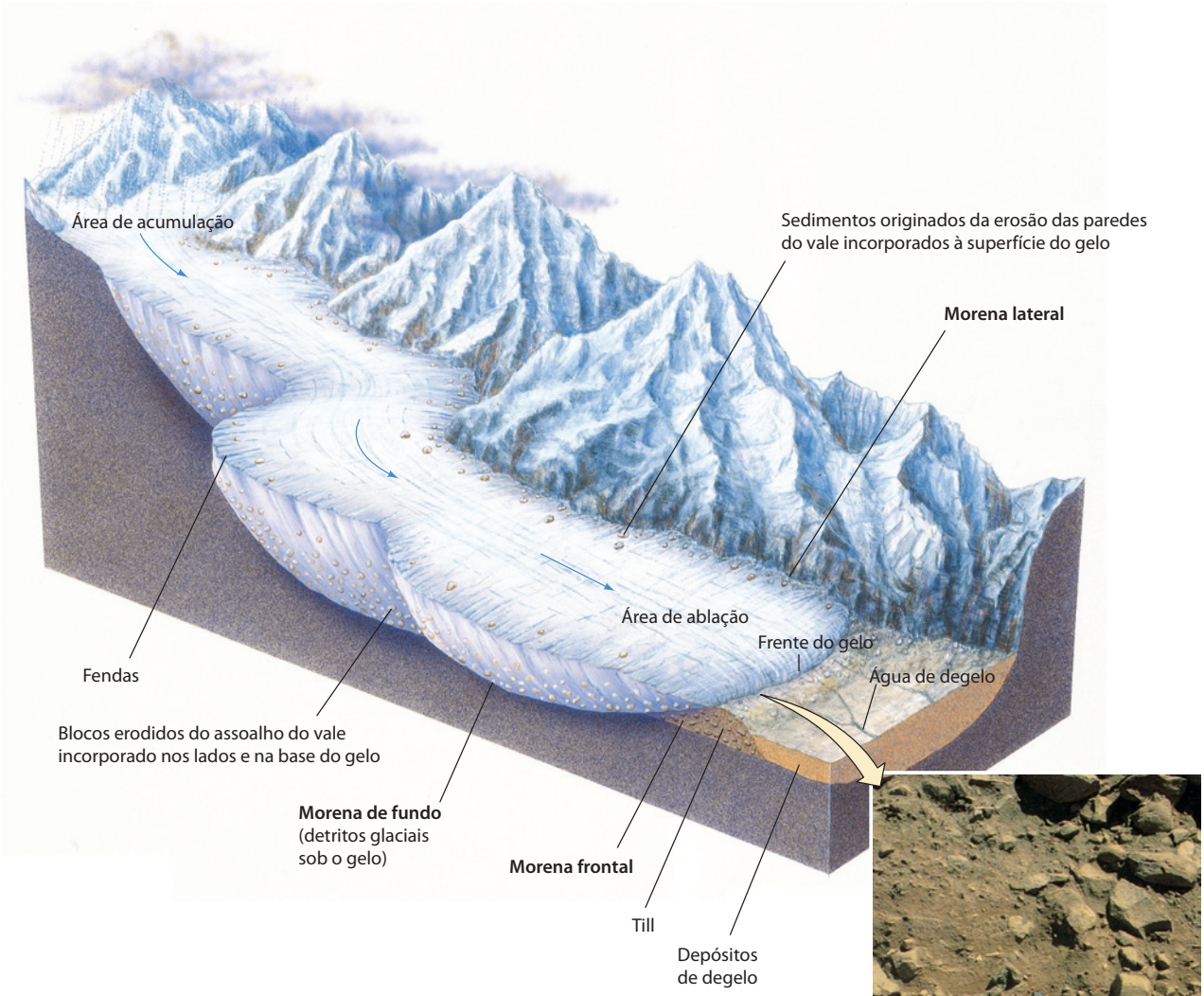



**FIGURA 21.17** ■ O till é depositado tanto na morena frontal, na frente do gelo, como nas morenas laterais, nas paredes rochosas do vale, ou, ainda, como morena de fundo, sob o gelo. Os rios da água de degelo depositam depósitos de degelo glacial a jusante da frente de gelo. A foto menor mostra till depositado durante a época pleistocênica a leste de Sierra Nevada, na Califórnia (EUA). Observe os diferentes tamanhos de partículas e a ausência de estratificação. O grande matacão sobre o qual está a pessoa é um exemplo de errático glacial. [Marli Miller]

Sequências sedimentares glaciais podem ser identificadas pelas texturas distintivas do interacamamento de tills, depósitos de degelo e loess, bem como pelas estrias e outras formas erosivas que podem ser preservadas. O mapeamento de tais sequências permite aos geólogos inferir as diversas glaciações de tempos geológicos passados.

**DEPÓSITOS ACUMULADOS PELO GELO** Uma **morena**[21] é uma acumulação de material rochoso, arenoso e argiloso carregada pelo gelo ou depositada como till. Existem muitos tipos de morenas, cada qual denominado de acordo com sua posição em relação à geleira que o originou (Quadro 21.1). Uma das mais proeminentes, em tamanho e aparência, é a *morena frontal*[22], formada na margem frontal da geleira. À medida que o gelo flui constantemente declive abaixo, leva mais e mais sedimentos para a margem de derretimento. O material não selecionado acumula-se lá como uma crista elevada de till. Sem levar em consideração a forma ou a localização, as morenas de todos os tipos consistem em till. A Figura 21.17 ilustra os processos pelos quais vários tipos de morenas se formam à medida que uma geleira avança pouco a pouco ao longo do vale.

Certos terrenos de geleiras continentais apresentam proeminentes formas superficiais chamadas de ***drumlins***[23] – cordões alinhados de grandes colinas de till e substrato rochoso, paralelos à direção de movimento do gelo (**Figura 21.18**). Os *drumlins*, comumente encontrados em agrupamentos, têm a forma de uma alongada colher invertida e com o declive mais suave voltado a jusante. Eles podem ter de 25 a 50 m de altura e 1 km de comprimento. Os *drumlins* formam-se quando a camada rica em sedimentos na base de uma geleira encontra uma saliência de substrato rochoso ou outro obstáculo, e o excesso de pressão força a saída da água e solta o sedimento.

**DEPÓSITOS ACUMULADOS PELA ÁGUA** Os depósitos de degelo glacial assumem diversas formas. O *kame*[24] é uma pequena colina de areia e cascalho criada quando o *drift* preenche um orifício em uma geleira e é deixado para trás quando a geleira recua. Certos *kames* são deltas acumulados em lagos no bordo frontal do gelo. Quando um lago é drenado, os deltas são preservados como colinas achatadas no topo. Os *kames* são frequentemente explorados como jazidas comerciais de areia e cascalho.

Os ***eskers***[25] são cristas sinuosas de areia e cascalho, longas e estreitas, encontradas no meio das morenas de fundo (ver Figura 21.18). Eles se estendem por quilômetros em uma direção grosseiramente paralela à direção de movimento do gelo. Pode-se inferir a origem dos *eskers* pela presença de materiais bem selecionados, de acumulação subaquática e pelo trajeto sinuoso, semelhante ao de um canal, assumido pela crista. Os *eskers* foram depositados por rios de água de degelo fluindo em túneis pelo fundo de uma geleira em derretimento.

Os terrenos glaciados são pontilhados com ***kettles***[26] ("chaleiras"), bacias ou depressões não drenadas que frequentemente têm margens íngremes e podem ser ocupadas por água empoçada ou lagos. As geleiras atuais, à medida que foram se derretendo, deixaram para trás enormes blocos isolados de gelo sobre as planícies de lavagem, oferecendo os vestígios para entender-se a origem dos *kettles*. Um bloco de gelo de 1 km de diâmetro pode levar 30 anos ou mais para derreter. Durante esse tempo, o bloco em derretimento pode ser parcialmente soterrado pela areia e pelo cascalho de lavagem carregados pelos rios da água de degelo, comumente entrelaçados, que fluem no seu entorno. Durante o tempo transcorrido para que o bloco se derretesse completamente, a margem da geleira estava mais retraída e bem mais distante da área, que era alcançada apenas por pouca água de degelo. A areia e o cascalho que inicialmente envolviam o bloco de gelo passaram, então, a envolver a depressão. Se o fundo do *kettle* estiver abaixo do nível freático, um lago poderá se formar. A Figura 21.18 mostra a formação de um lago de *kettle*.

**QUADRO 21.1** Morenas glaciais

| Tipos de morena | Localização na geleira | Observações |
|---|---|---|
| Morena frontal | Na frente do gelo | Depois que o gelo se funde, surge como cristas paralelas à frente original do gelo |
| Morena terminal | Na frente do gelo, marcando a linha de maior avanço da geleira (é a morena frontal mais distante) | Veja morena frontal |
| Morena lateral | Ao longo do bordo da geleira, onde ela raspa a parede lateral do vale | Carga sedimentar pesada que é erodida das paredes do vale; quando o gelo derrete, é vista como uma crista paralela às paredes do vale |
| Morena mediana ou central | Formada quando duas geleiras se juntam e suas morenas laterais coalescem a jusante da confluência | Carga sedimentar herdada das morenas laterais que a formaram; forma cristas paralelas às paredes do vale |
| Morena de fundo | Sob o gelo, como uma camada de detritos glaciais | Varia desde tills delgados e de pequena extensão até um espesso manto de till |

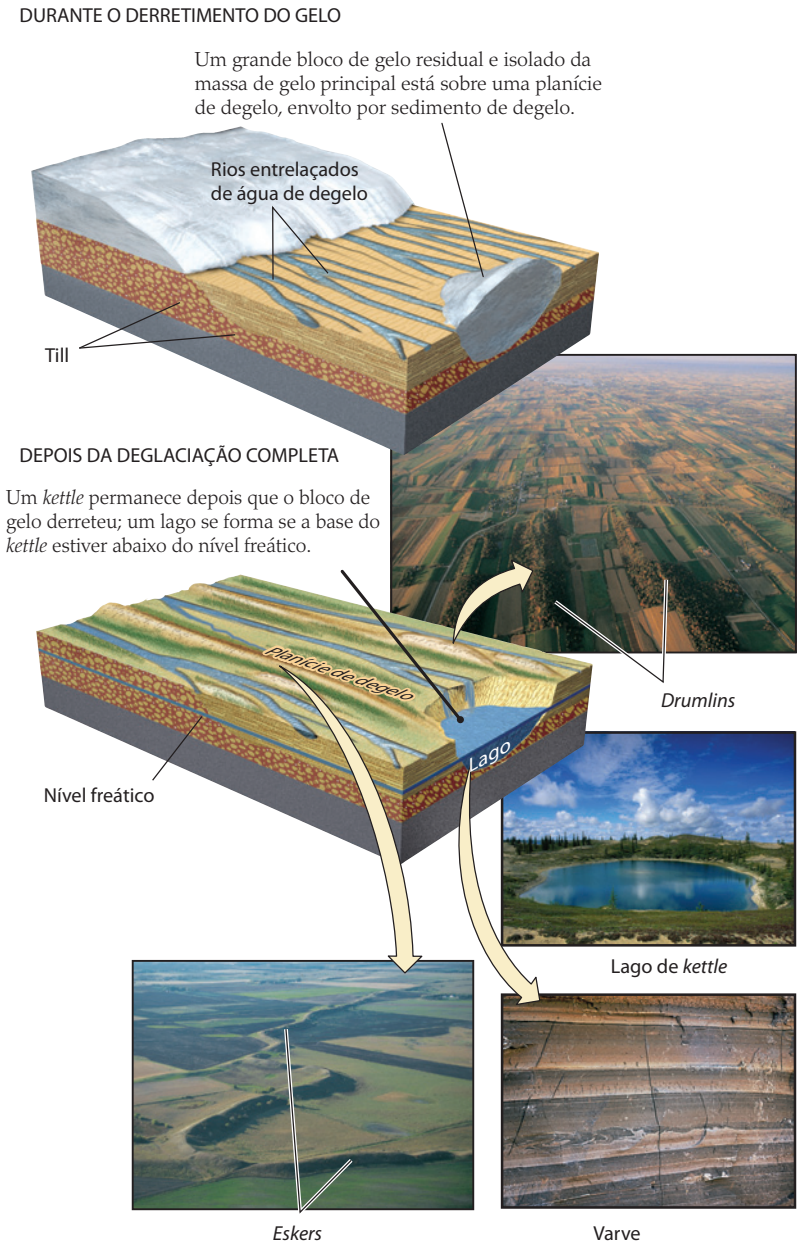



**FIGURA 21.18** ■ Depósitos glaciais acumulados pelo gelo e pela água. *Drumlins*, de Rochester, Nova York (EUA). [John Shelton] *Lago de kettle*, próximo à nascente do rio Thelon, Canadá. [Galen Rowell/CORBIS] *Varves em argila* do Pleistoceno, em uma escavação em Estocolmo, Suécia. As camadas claras são de sedimentos grossos depositados em um lago durante as estações quentes. As camadas escuras são de argilas finas depositadas quando o lago estava congelado no inverno. [John Shelton] *Esker*, próximo a Dahlen, Dakota do Norte (EUA). [Tom Bean]

As geleiras de vale podem depositar silte e argila no fundo de um lago, situado na margem frontal das mesmas, formando uma série de camadas de grãos mais grossos e mais finos (ver Figura 21.18). O **varve** é um par de camadas formado em um ano pela sazonalidade do congelamento da superfície do lago. No verão, o silte grosso é depositado pelos abundantes rios da água de degelo, que fluem desde a geleira até o lago, o qual se encontra sem gelo. No inverno, quando a superfície do lago está congelada, as mais finas argilas decantam, formando uma fina camada sobreposta àquela mais grossa do último verão.

Certos lagos formados pelas geleiras continentais eram enormes, com muitos milhares de quilômetros quadrados de extensão. Os diques de till que represaram esses lagos eram, às vezes, fendidos e posteriormente ar-

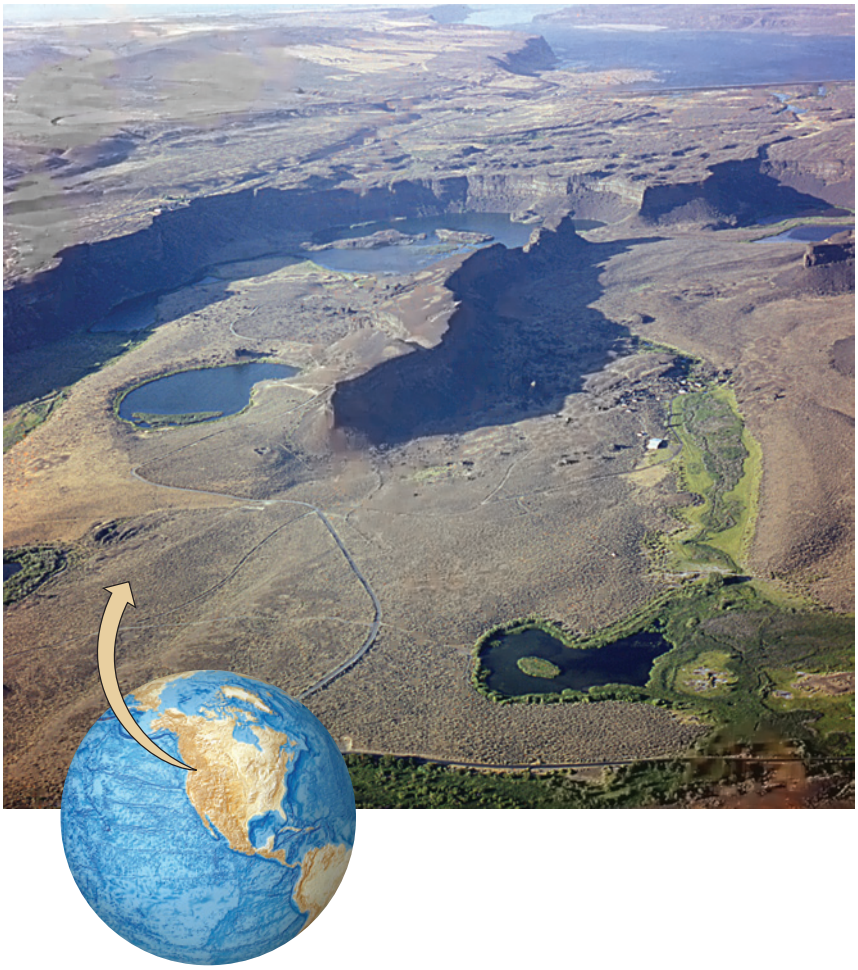


**FIGURA 21.19** ■ O Channeled Scabland, no leste do Estado de Washington (EUA), contém feições erosivas singulares, formadas por inundações catastróficas resultantes da drenagem do Lago Missoula, um enorme lago glacial. Esta fotografia aérea mostra Dry Falls, um grupo de falésias recortadas produzidas pela inundação, com 100 m de altura e quase 5 km de largura. [Dave Rahm/Easterbrook Photo and Image Center]

rebentavam, drenando rapidamente os lagos e causando enormes inundações. No leste do Estado de Washington (EUA), uma área chamada de Channeled Scabland[27] (**Figura 21.19**) é coberta por largos canais de um rio seco, resquícios de águas torrenciais de inundação que escoaram a partir do Lago Missoula, um grande lago glacial, que hoje está completamente seco. A partir de ondulações de corrente gigantes, barras de areia e cascalhos grossos que foram encontrados lá, os geólogos puderam estimar que essas águas de inundação atingiram velocidades de 30 m/s, com vazões de 21 milhões de metros cúbicos por segundo. Em contraste, as velocidades dos fluxos comuns dos rios são medidas em frações de metro por segundo, e a descarga do rio Mississippi, quando cheio, é menor que 50.000 $m^3$/s.

## Permafrost

O solo está sempre congelado em regiões muito frias, onde a temperatura de verão nunca é alta o suficiente para derreter mais do que uma delgada camada superficial. Os solos permanentemente congelados, ou **permafrost**[28], cobrem atualmente cerca de 25% do total de terras emersas. Além do próprio solo, o permafrost inclui agregados de cristais de gelo como camadas, cunhas e massas irregulares. A proporção de gelo em relação ao solo e à espessura do permafrost varia de região para região. O permafrost não é definido pela quantidade de umidade do solo, pela cobertura de neve ou pela localização. Mais exatamente, ele é definido somente pela temperatura. Qualquer rocha ou solo que permanece a 0°C, ou menos, por dois ou mais anos é um permafrost.

No Alasca e no norte do Canadá, a espessura do permafrost pode chegar de 300 a 500 m. O solo abaixo da camada de permafrost, isolado pelas temperaturas acerbadamente frias da superfície, permanece descongelado. Ele fica aquecido abaixo dessa profundidade pelo calor interno da Terra. O permafrost é um material difícil de manejar em projetos de engenharia – como estradas, fundações de edificações e do oleoduto – porque se funde quando é escavado. A água de degelo não pode se infiltrar no solo que permanece congelado abaixo da escavação, de modo que fica na superfície, saturando de água o solo e fazendo-o rastejar, deslizar e escorregar. Os engenheiros decidiram construir parte do oleoduto do Alasca acima do solo, quando uma análise mostrava que ele descongelaria o permafrost da área do entorno, levando a situações de instabilidade (**Figura 21.20**).

**FIGURA 21.20** ■ O derretimento do permafrost pode desestabilizar estruturas em altas latitudes, como o oleoduto do Alasca, cujo trajeto de 1.300 km da Baía de Prudhoe até Valdez atravessa 675 km de permafrost. Onde passa pelo permafrost, o oleoduto é assentado sobre suportes verticais especialmente projetados. Uma vez que o descongelamento do permafrost deixaria os suportes instáveis, eles são equipados com bombas térmicas projetadas para manter o solo ao redor deles congelado. As bombas térmicas contêm amoníaco, que vaporiza abaixo do solo e ascende e condensa acima dele, liberando calor através dos dois radiadores de alumínio sobre cada um dos suportes verticais. [Galen Rowell/CORBIS]

O permafrost cobre cerca de 82% do Alasca e 50% do Canadá, bem como grande parte da Sibéria (**Figura 21.21**). Fora das regiões polares, ele está presente em áreas montanhosas altas, especialmente no Planalto do Tibete. O permafrost estende-se por várias centenas de metros de profundidade em áreas marinhas rasas distantes das costas do Ártico, resultando em problemas difíceis de engenharia para perfuração de petróleo costa afora.

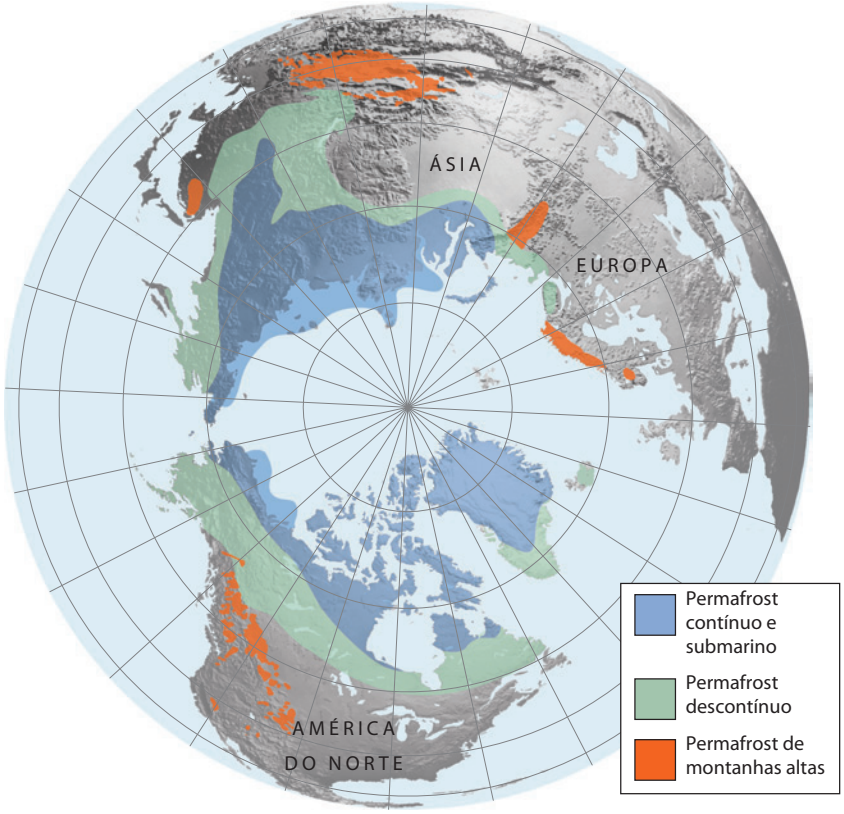



**FIGURA 21.21** ■ O Polo Norte está no centro desse mapa do Hemisfério Norte, que mostra a distribuição do permafrost. A grande área de permafrost de montanha alta no topo do mapa situa-se no Planalto do Tibete. [Fonte: T. L. Pewe, Arizona State University]

## Os ciclos glaciais e a mudança climática

Louis Agassiz, o mesmo geólogo que mediu a velocidade de uma geleira alpina na Suíça, foi o primeiro a propor (em 1837) que as geleiras observadas nos Alpes devem ter sido muito maiores e mais espessas no passado geológico recente. Ele sugeriu que, durante uma idade glacial passada, a Suíça foi coberta por uma extensa geleira continental quase tão espessa quanto suas montanhas, semelhante à da Groenlândia atual. Entre as evidências que ele citou estava o esculpimento glacial óbvio dos altos cumes alpinos, como o imponente Matterhorn (**Figura 21.22**). A hipótese de Agassiz era controversa e não foi aceita de imediato.

Agassiz imigrou para os Estados Unidos em 1846 e tornou-se professor na Universidade de Harvard, onde continuou seus estudos em Geologia e ciências afins. Para avançar suas pesquisas, Agassiz visitou muitos lugares no norte da Europa e da América do Norte, desde as montanhas da Escandinávia e da Nova Inglaterra até os morros arredondados do Meio-Oeste americano. Em todas essas diversas regiões, ele viu sinais de erosão e sedimentação glaciais. Nas planícies interiores das Planícies Centrais americanas, Agassiz observou depósitos de *drift* glacial que o lembraram de morenas frontais de geleiras de vale suíças (**Figura 21.23**). O material heterogêneo do *drift*, incluindo blocos erráticos, convenceu-o da origem glacial do mesmo, e o frescor dos sedimentos suaves indicavam que foram depositados no passado recente.

**FIGURA 21.22** ■ As altas montanhas dos Alpes, como o famoso Matterhorn, mostrado aqui, foram esculpidas por uma geleira continental quase tão espessa quanto a altura dos cumes. Esses picos nitidamente esculpidos fornecem evidências convincentes de uma idade glacial no passado geológico recente. [Hubert Stadler/CORBIS]

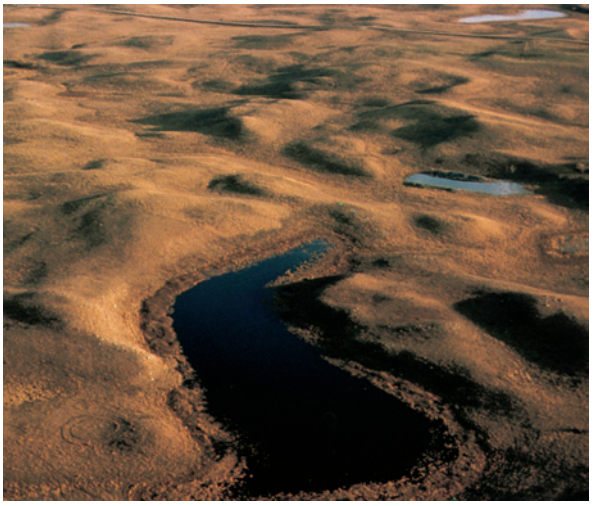


**FIGURA 21.23** ■ Morros irregulares alternam-se com lagos em um terreno de till glacial em Coteau des Prairies, Dakota do Sul (EUA). Tais paisagens forneceram evidências das grandes glaciações continentais das idades do gelo do Pleistoceno. [John S. Shelton]

As áreas cobertas por esse *drift* eram tão vastas que o gelo que o depositou devia ter sido uma geleira continental maior que a da Groenlândia ou da Antártida. Agassiz ampliou sua hipótese da idade glacial, propondo que uma grande glaciação continental tinha estendido as calotas de gelo polar até regiões distantes, que hoje desfrutam de climas temperados. Pela primeira vez, começou-se a falar sobre as idades do gelo.

## A glaciação de Wisconsin

Os geólogos determinaram a idade dos sedimentos glaciais estudados por Agassiz por datação isotópica, usando o carbono-14 em troncos soterrados no *drift*. O *drift* da última glaciação foi depositado durante uma das épocas mais recentes do Pleistoceno. Ao longo da costa leste dos Estados Unidos, o avanço mais ao sul desse gelo está registrado por enormes depósitos de morenas terminais que formam Long Island (Nova York) e Cabo

**FIGURA 21.24** ■ A extensão das geleiras continentais e do gelo marinho no Hemisfério Norte na glaciação máxima de Wisconsin, em torno de 20 mil anos atrás. As plataformas continentais foram expostas pela descida do nível do mar, exemplificada aqui pela costa expandida da Flórida. [Wm. Robert Johnston]

Cod (Massachusetts). Os geólogos norte-americanos denominaram essa glaciação Wisconsin porque seus efeitos se manifestam de forma bastante acentuada nos terrenos glaciais desse Estado norte-americano. A glaciação de Wisconsin atingiu seu pico de 21 a 18 mil anos atrás. A **Figura 21.24** mostra a distribuição de gelo naquela época.

A glaciação de Wisconsin foi um evento global (e, portanto, os geólogos de várias partes do mundo deram seus próprios nomes locais, chamando-a, por exemplo, de glaciação Würm nos Alpes). Mantos de gelo com espessura de 2 a 3 km acumularam-se nas partes setentrionais da América do Norte, Europa e Ásia. No Hemisfério Sul, o manto de gelo da Antártida expandiu-se, e as extremidades meridionais da América do Sul e da África ficaram cobertas de gelo.

## A glaciação e a mudança do nível do mar

Na máxima extensão glacial de Wisconsin, os continentes ficaram um pouco maiores do que hoje, pois as plataformas continentais ao seu redor – algumas com mais de 100 km de largura – ficaram expostas, devido ao rebaixamento do nível do mar em aproximadamente 130 m (ver Figura 21.24). Essa descida do nível do mar deveu-se ao enorme volume de água transferido da hidrosfera para a criosfera. Os rios estenderam seus canais através das novas plataformas continentais emersas e começaram a entalhar o antigo leito do mar. Culturas antigas, como aquelas do Egito pré-histórico, desenvolveram-se em terras mais adiante do manto de gelo, e os humanos vagavam por essas planícies costeiras.

A relação entre a variação do nível do mar e a mudança global do clima fornece uma excelente ilustração das interações entre a hidrosfera e a criosfera dentro do geossistema do clima (ver Capítulo 15). À medida que a superfície terrestre aquece ou esfria, o volume da criosfera cresce ou se retrai. Porém, como resultado da isostasia, apenas mudanças no volume de gelo nos continentes afetam diretamente o nível do mar (ver Jornal da Terra 21.1). À medida que as geleiras continentais crescem, o volume dos oceanos diminui e o nível do mar desce. Quando as geleiras continentais derretem, seu volume diminui e o nível do mar sobe. Assim, a variação do nível do mar é indiretamente vinculada à mudança do clima por meio de mudanças da temperatura e do volume de gelo. Se o aquecimento global derretesse partes dos mantos de gelo restantes da Groenlândia e da Antártida, o nível do mar poderia subir de modo significativo, apresentando sérios problemas para a civilização humana (ver Prática de Geologia). Discutiremos esses problemas em mais detalhe no Capítulo 23.

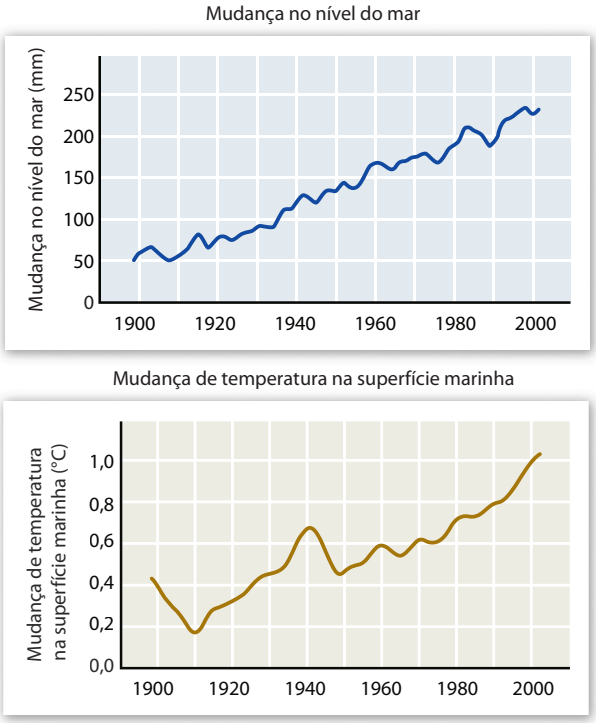
## GEOLOGIA NA PRÁTICA

### Por que o nível do mar está subindo?

Durante o século XX, o nível do mar subiu em torno de 200 mm e está atualmente aumentando a uma taxa aproximada de 3 mm por ano. O aumento do nível do mar é uma ameaça grave à sociedade humana, pois poderia inundar deltas, atóis e outros terrenos baixos costeiros, além de erodir praias, aumentar as cheias costeiras e ameaçar a qualidade da água em estuários e aquíferos. Por que o nível do mar está subindo? É possível prever a taxa de aumento no futuro?

Sabemos que o aquecimento antropogênico das regiões polares está reduzindo o volume de gelo marinho e causando a fragmentação de grandes plataformas de gelo (ver Figura 21.13). Porém, devido à isostasia, essa diminuição do volume do gelo flutuante não contribui para o aumento do nível do mar. O gelo derretido somente altera o nível do mar se o gelo estiver no continente, e não flutuando na água (ver Jornal da Terra 21.1).

A maior parte do gelo mundial está trancada nas enormes geleiras continentais que cobrem a Antártida e a Groenlândia. O aquecimento global está fazendo com que esses mantos de gelo derretam mais rapidamente do que podem ser regenerados por novas precipitações de neve? No passado, era difícil responder a essa pergunta porque os cientistas tinham que calcular o balanço de




Durante o século XX, o nível do mar subiu aproximadamente 200 mm (painel superior), e a temperatura média global da superfície do mar aumentou cerca de 1°C (painel inferior). [Dados sobre mudança no nível do mar de B. C. Douglas; dados sobre mudança na temperatura da superfície marinha do British Meteorological Office]

massa glacial, ou seja, precisavam descobrir a diferença entre acumulação e ablação, quantidades que são de complexa estimação para regiões amplas. Mas atualmente instrumentos por radar em satélites orbitando a Terra podem medir diretamente as mudanças no volume de gelo de uma região. Os resultados foram surpreendentes.

Em primeiro lugar, o manto de gelo do leste da Antártida, o maior reservatório de gelo do planeta (ver Figura 21.6), está *ganhando* massa de gelo a aproximadamente 25 Gt/ano. Mudanças climáticas recentes nitidamente aumentaram o volume de neve no leste da Antártida, de forma que a acumulação excede a ablação. Essa acumulação resultante é uma boa notícia, pois subtrai qualquer aumento do nível do mar. Infelizmente, o manto de gelo do oeste da Antártida está perdendo massa a uma taxa mais alta, em torno de 50 Gt/ano, e o manto de gelo menor da Groenlândia está se adelgaçando ainda mais rapidamente, a cerca de 100 Gt/ano. O mais surpreendente é uma perda resultante da massa de geleiras de vales continentais e dos mantos de gelo menores (como os da Islândia) estimada em até 150 Gt/ano. As taxas são especialmente altas para as geleiras de vales de regiões temperadas e tropicais, que estão desaparecendo a olhos vistos.

A soma desses números resulta em 275 Gt/ano para a taxa atual de perda de gelo continental. Basicamente, toda essa massa vai para o oceano. Uma gigatonelada de água ocupa um quilômetro cúbico (sua densidade é 1 g/cm$^3$), então o aumento do volume do oceano é em torno de 275 km$^3$ por ano. Podemos converter essa mudança de volume em mudança do nível do mar usando a fórmula

$$\text{aumento do nível do mar} = \text{aumento do volume do oceano} \div \text{área do oceano}$$

No Apêndice 2, obtemos uma área de oceano de $3{,}6 \times 10^8$ km$^2$, portanto

$$\text{aumento do nível do mar} = 275 \text{ km}^3/\text{ano} \div 3{,}6 \times 10^8 \text{ km}^2 = 8 \times 10^{-7} \text{ km/ano}$$

ou 0,8 mm/ano.

Esse número é apenas uma fração da taxa atual de aumento do nível do mar. O restante está vindo do aquecimento do próprio oceano. No século XX, a temperatura da superfície marinha aumentou quase 1°C, o que causou a expansão da água na porção superior do oceano em uma fração minúscula, em torno de 0,01%. Esse pequeno aumento de volume pode explicar a maior parte do aumento de 200 mm no nível do mar durante aquele período.

Assim, pode-se concluir que o derretimento do gelo continental teve uma pequena contribuição ao aumento do nível do mar. No entanto, o processo de adelgaçamento glacial está sofrendo um aumento rápido, principalmente pela aceleração do fluxo glacial (ver Figura 21.12). As observações de satélite revelam que acelerações de fluxo de 20 a 100% ocorreram na última década. Uma questão central que preocupa os cientistas é se tais acelerações aumentarão no futuro.

***PROBLEMA EXTRA:*** Se a água do mar expandir 0,01% para cada 1°C de aumento da temperatura, qual é a profundidade da camada do oceano que deve ser aquecida para que 1°C explique o aumento do nível do mar de 200 mm no século XX?

## O registro geológico das glaciações pleistocênicas

Logo após a hipótese de Agassiz sobre as idades do gelo tornar-se amplamente aceita em meados do século XIX, os geólogos descobriram que existiram múltiplas idades glaciais durante o Pleistoceno, com intervalos interglaciais mais quentes entre elas. À medida que mapeavam os depósitos glaciais em maior detalhe, ficavam cada vez mais cientes de que existiam diversas camadas de *drift*, sendo a mais inferior correspondente à idade do

gelo mais antiga. Entre as camadas de material glacial mais antigas, estavam solos bem desenvolvidos contendo fósseis de plantas de clima quente. Esses solos eram a evidência de que as geleiras retraíram-se quando o clima esquentou. No começo do século XX, os cientistas acreditavam que quatro glaciações distintas tinham afetado a América do Norte e a Europa durante a época pleistocênica. Na América do Norte, essas idades do gelo, da mais antiga à mais recente, recebem os nomes de Estados norte-americanos nos quais a evidência de avanço glacial está melhor preservada: Wisconsin, Illinois, Kansas e Nebrasca.

No final do século XX, geólogos e oceanógrafos examinaram sedimentos marinhos e encontraram evidências fósseis de glaciações passadas, conforme descrito no Capítulo 15. Esses sedimentos, que haviam se acumulado continuamente em bacias oceânicas não perturbadas, continham um registro geológico do Pleistoceno muito mais completo que aquele dos depósitos glaciais continentais e apresentavam uma história muito mais complexa do avanço e recuo glacial. Pela análise de razões entre isótopos de oxigênio em sedimentos marinhos em todo o mundo, os geólogos criaram um registro da história climática de milhões de anos no passado (ver Figura 15.10). Não muito tempo atrás, estudos de testemunhos de gelo glacial ofereceram informações mais detalhadas sobre mudanças de temperatura durante as idades do gelo mais recentes, bem como informações sobre o papel dos gases de efeito estufa nos ciclos glaciais (ver Figura 15.11).

## O registro geológico das glaciações antigas

Os ciclos glaciais do Pleistoceno não foram os únicos da história da Terra. Desde a primeira metade do século XX, sabe-se, a partir de evidências como estrias glaciais e antigos tills litificados, chamados de **tilitos**, que as geleiras cobriram partes dos continentes diversas vezes no passado geológico, muito antes do Pleistoceno. Os tilitos indicam que houve importantes glaciações continentais durante os tempos Permiano-Carbonífero, Ordoviciano e, pelo menos, duas vezes durante o Pré-Cambriano (**Figura 21.25**). A glaciação permiana-carbonífera foi generalizada na porção sul do Gondwana há cerca de 300 milhões de anos, deixando depósitos de tilitos preservados em muitos continentes do Hemisfério Sul (ver Figura 21.25a, b). A junção dos continentes meridionais próximo ao Polo Sul para formar o Gondwana pode ter desencadeado o resfriamento que levou a essa glaciação. A glaciação ordoviciana foi mais limitada em sua extensão e está mais bem preservada no norte da África.

A glaciação mais antiga já confirmada ocorreu durante o Éon Proterozoico, há cerca de 2,4 bilhões de anos. Seus depósitos glaciais estão preservados em Wyoming (EUA), ao longo da margem canadense dos Grandes Lagos, no norte da Europa e na África do Sul. Alguns geólogos argumentam a favor de uma glaciação ainda mais antiga no Éon Arqueano, há cerca de 3 bilhões de anos, embora essa interpretação não esteja de todo confirmada.

A glaciação proterozoica mais nova, que se estendeu no período entre 750 milhões e cerca de 600 milhões de anos atrás, envolveu vários episódios de idades do gelo separadas por períodos interglaciais mais quentes. Os depósitos glaciais dessa idade foram encontrados em todos os continentes (Figura 21.25c). Curiosamente, a reconstrução dos paleocontinentes indicou que os mantos de gelo no Hemisfério Norte podem ter se estendido muito mais adiante ao sul do que durante as glaciações pleistocênicas, talvez por todo o equador! Essa evidência levou alguns geólogos a especular que a Terra pode ter sido completamente coberta por gelo, de polo a polo. Essa hipótese arrojada é chamada de *Terra como Bola de Neve*[29] (Figura 21.25d).

De acordo com essa hipótese, havia gelo por toda parte – até mesmo os oceanos estavam congelados. A temperatura média global teria sido a da Antártida, cerca de -40°C. Exceto em alguns poucos pontos quentes próximos aos vulcões, nenhuma forma de vida teria sobrevivido. Como poderia ter ocorrido um evento tão apocalíptico? E como ele poderia ter terminado, devolvendo-nos a Terra que conhecemos hoje? As respostas podem estar nas retroalimentações que ocorrem dentro do geossistema do clima (descritas no Capítulo 15).

Inicialmente, à medida que a Terra esfria, os mantos de gelo nos polos espraiam-se radialmente e suas superfícies brancas refletem cada vez mais a luz do Sol para fora do planeta. O aumento no albedo da Terra resfriou o planeta, o que, por sua vez, aumentou a expansão dos mantos de gelo. Esse processo autoalimentado continuou até alcançar os trópicos, envolvendo o planeta em uma camada de gelo de até 1 km de espessura. Esse cenário é um exemplo da realimentação do albedo desenfreada.

Durante milhões de anos, a Terra permaneceu soterrada no gelo, enquanto os poucos vulcões que se sobressaíam na superfície lentamente lançavam dióxido de carbono na atmosfera. Quando o nível de dióxido de carbono na atmosfera alcançou um valor crítico, a temperatura subiu, o gelo derreteu e a Terra tornou-se novamente uma estufa.

A hipótese da Terra como Bola de Neve é controversa e alguns geólogos discordam da ideia de que os oceanos possam ter congelado. Todavia, a evidência de uma glaciação em latitudes baixas é forte, e a hipótese serve como um exemplo de como a retroalimentação do geossistema do clima pode funcionar para produzir mudanças extremas na Terra. Uma das tarefas dos geólogos é testar essa hipótese utilizando seu entendimento de como o geossistema do clima da Terra se comporta.

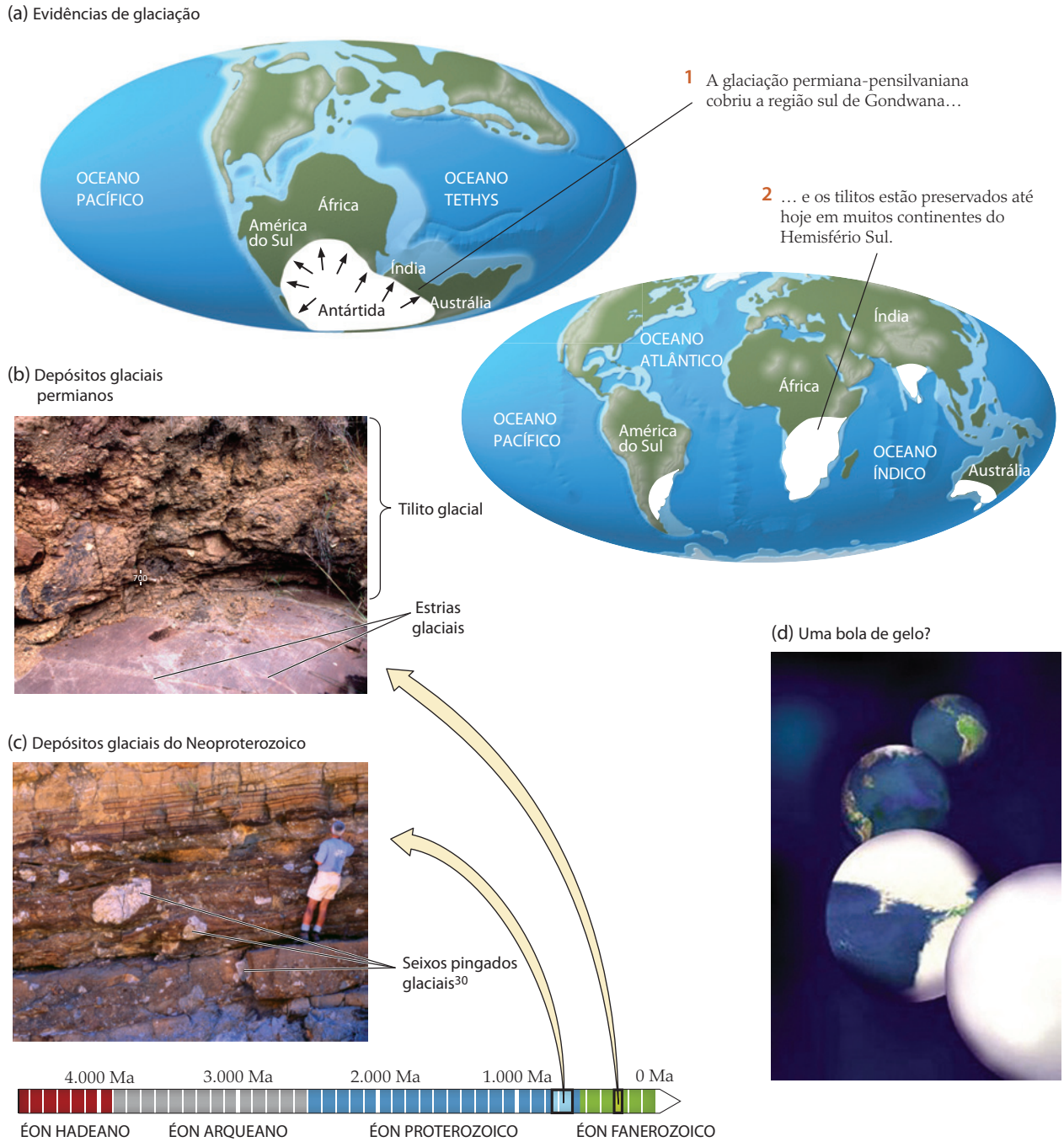



**FIGURA 21.25** ■ Glaciações antigas. (a) O primeiro mapa mostra a extensão da glaciação do Permiano-Carbonífero, que ocorreu há mais de 300 milhões de anos. Nessa época, os continentes estavam reunidos no supercontinente Gondwana, e o gelo estava situado no Hemisfério Sul, centrado sobre a Antártida, da mesma forma que os modernos campos de gelo. O segundo mapa mostra a distribuição atual dos depósitos glaciais do Permiano-Carbonífero. (b) Depósitos glaciais do Permiano da África do Sul. (c) Depósitos glaciais do Neoproterozoico. (d) O desenvolvimento da hipótese da Terra como Bola de Neve no Neoproterozoico. Os geólogos debatem a extensão na qual o planeta foi coberto com gelo, mas alguns acreditam que até os oceanos foram congelados. [Fotos de John Grotzinger]

# Projeto no Google Earth

As geleiras são as feições mais visíveis da criosfera terrestre. Seus movimentos erodem as rochas sob elas e depositam enormes volumes de sedimentos. As geleiras criaram algumas feições espetaculares na superfície terrestre no passado geológico recente que podem ser facilmente vistas usando o Google Earth.

Neste Projeto no Google Earth, você irá explorar as geleiras e as paisagens glaciais em diversas localizações em todo o mundo. Para este projeto, você precisará ativar o recurso "mostrar terreno" na aba visualização em 3D na janela de Ferramentas > Opções, escolher "Graus decimais" na caixa Mostrar Lat/Long e "Metros, Quilometros" na caixa Unidades de medida. Você pode navegar até a posição geográfica para cada exercício digitando as coordenadas listadas na janela de busca "Usar para" e clicando no botão Iniciar pesquisa. Depois, você pode navegar usando o controle deslizante do *zoom* para alterar a altitude e o controle Visualizar para girar o azimute da bússola da visualização ou para inclinar a vista em direção à horizontal. (Para estes exercícios, é melhor desativar a função "Inclinar automaticamente ao aplicar *zoom*" na janela de opções Navegação.) Use o controle Mover para trasladar sua posição enquanto mantém os mesmos ângulos de observação.

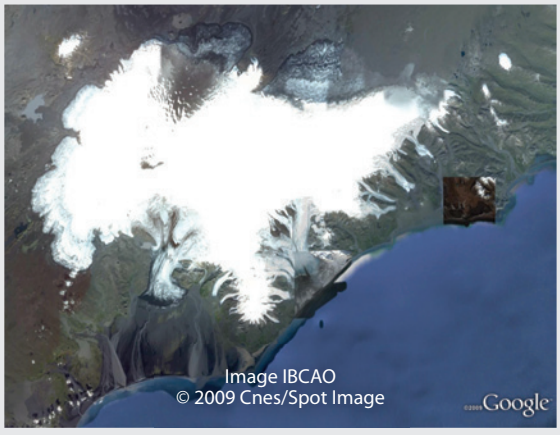
**LOCALIZAÇÃO** Geleiras e paisagens glaciais em todo o mundo.

**OBJETIVO** Aprender a identificar os tipos de geleiras e feições glaciais.

**REFERÊNCIA** Figuras 21.11, 21.16 e Quadro 21.1

1. Navegue para 61,385° N, 148,500° W no centro-sul do Alasca, altere o *zoom* até uma altitude de 4,0 km, gire a visualização para o leste e incline a vista para ver uma extensão de gelo: a geleira Knik. Usando o cursor, explore a elevação da superfície de gelo para observar a direção de seu declive. Com base nessas informações, qual das descrições abaixo sobre a massa de gelo é a melhor?
   *a.* Uma geleira continental que flui externamente a partir de seu ponto mais alto próximo ao centro da geleira
   *b.* Uma geleira continental que flui para o oeste a partir de seu ponto mais alto no lado leste da geleira
   *c.* Uma geleira de vale que flui para o oeste
   *d.* Uma geleira de vale que flui para o leste

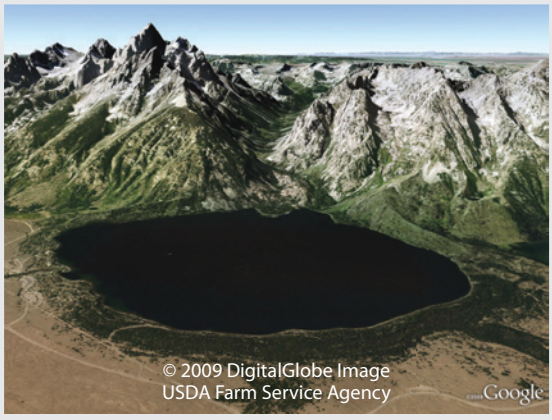
2. Navegue até 64,400° N, 16,800° W no lado sul da Islândia, use o *zoom* para chegar a uma altitude de 150 km e examine a grande massa de gelo abaixo de você, que os islandeses chamam de geleira Vatnajökull. Usando a ferramenta de régua, meça o tamanho da geleira e, usando o cursor, encontre a região da geleira com a maior elevação. Explore a geleira em busca de evidências de fluxo. Com base nessas informações, qual das descrições abaixo sobre a massa de gelo é a melhor?
   *a.* Uma geleira continental que flui externamente a partir de seu ponto mais alto próximo ao centro da geleira
   *b.* Uma geleira continental que flui para o oeste a partir de seu ponto mais alto no lado leste da geleira
   *c.* Uma geleira de vale que flui para o oeste
   *d.* Uma geleira de vale que flui para o leste



3. Navegue para 37,730° N, 119,580° W no Parque Nacional Yosemite, Califórnia (EUA), use o *zoom* para atingir uma altitude de 3 km, gire a visualização para o nordeste e incline a vista para ver o Vale Yosemite. Observe a forma do vale perpendicular ao eixo e, usando o cursor, explore a elevação da base do vale para observar a direção de seu declive. Qual das descrições abaixo do Vale Yosemite é a melhor?
   *a.* Um vale em V cortado por uma corrente com fluxo para o sudoeste
   *b.* Um vale em U cortado por uma geleira com fluxo para o sudoeste
   *c.* Um vale em V cortado por uma corrente com fluxo para o nordeste
   *d.* Um vale em U cortado por uma geleira com fluxo para o nordeste

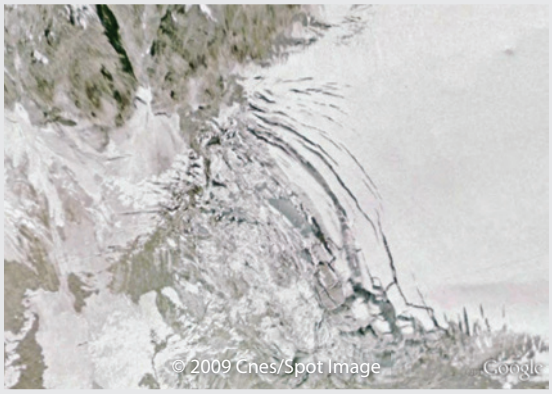
4. Navegue para 45,100° S, 167,020° E na costa oeste da Ilha Sul, Nova Zelândia. Use o *zoom* e altere a altitude para 1 km, gire a visualização para ver o sudeste e incline a vista para ver um vale repleto de água no terreno montanhoso. Explore a extensão desse vale preenchido de água. Qual dos seguintes termos é a melhor descrição?
   *a.* Lago glacial
   *b.* Lago de depósito de degelo
   *c.* Lago de *kettle*
   *d.* Fiorde

5. Navegue para 43,765° N, 110,730° W no Parque Nacional de Grand Teton, vá para uma altitude de 7 km com o *zoom* e examine o Lago Jenny, que se encontra na desembocadura de um vale grande. Use o cursor para traçar o perfil da elevação. Você observará que o lago é margeado no lado leste por uma colina estreita, verde em razão das árvores, que se ergue 30 m acima da superfície do lago. Aumente o *zoom* para 3,5 km, gire a visualização para ver o oeste e incline a vista para olhar por cima do vale; usando o controle de movimento, vá na direção leste para que possa ver a posição do lago em relação ao sopé da montanha Teton. Qual dos seguintes termos é a melhor descrição para a colina que circunda o Lago Jenny?
   *a.* *Esker*
   *b.* *Drumlin*
   *c.* Morena terminal
   *d.* Morena média



### *Pergunta-desafio opcional*

6. Navegue para 46,014° N, 7,616° E nos Alpes Suíços, use o *zoom* para atingir uma altitude de 3,5 km e observe as rachaduras no gelo glacial. Usando o cursor, explore a elevação da superfície de gelo para observar como o declive se altera. Qual das afirmativas abaixo é a melhor explicação das rachaduras?
   *a.* Fendas ao longo da lateral de uma geleira de vale causadas basicamente por uma curva na direção do fluxo
   *b.* Fendas através de uma geleira de vale causadas basicamente por um aumento no declive na direção do fluxo
   *c.* Fendas através de uma geleira de vale causadas basicamente por um bloqueio de fluxo por uma morena frontal
   *d.* Fendas ao longo da lateral da geleira de vale causadas basicamente por uma constrição do fluxo das paredes do vale




## RESUMO

***Quais são os tipos básicos de geleiras?*** As geleiras dividem-se em dois tipos básicos. Uma geleira de vale é um rio de gelo que se forma nas alturas frias de cordilheiras e se move declive abaixo ao longo de um vale. Uma geleira continental é um manto de gelo espesso, movendo-se lentamente, que cobre uma grande parte de um continente ou de outras massas grandes de terra. Atualmente, as geleiras continentais cobrem a maior parte da Groenlândia e da Antártida.

***Como as geleiras se formam?*** As geleiras formam-se onde o clima é frio o suficiente para que a neve, em vez de derreter-se no verão, seja transformada em gelo pela recristalização. À medida que a neve se acumula, o gelo se espessa, seja nas geleiras no topo dos vales das montanhas, seja nas áreas centrais, com forma de domo, dos mantos de gelo continentais. A espessura aumenta até que o gelo torna-se tão pesado que a gravidade vence sua resistência e ele se desloca declive abaixo.

***Como as geleiras retraem-se ou expandem-se?*** As geleiras perdem gelo por derretimento, sublimação, desprendimento de *icebergs* e erosão eólica. O balanço de massa glacial é a diferença entre ablação (o volume de gelo que uma geleira perde anualmente) e acumulação. Se a ablação for balanceada pela acumulação de neve e gelo nos níveis superiores da geleira, seu tamanho permanece constante. Se a ablação for maior do que a acumulação, a geleira retrai-se; de modo inverso, se a acumulação exceder a ablação, a geleira expande-se.

***Como as geleiras se movem?*** As geleiras movem-se por uma combinação de fluxo plástico e deslizamento basal. O fluxo plástico predomina em regiões muito frias, onde a base da geleira é congelada até o assoalho. O deslizamento basal é mais importante em climas mais quentes, onde o derretimento na base da geleira lubrifica o gelo.

***Como as geleiras modelam a paisagem?*** As geleiras erodem o substrato rochoso lascando-o, removendo-o e moendo-o em tamanhos que variam desde matacão até uma fina farinha de rocha. As geleiras de vale erodem circos e *arêtes* em suas cabeceiras; entalham formas em U e suspendem vales; e originam fiordes ao erodir o seu assoalho abaixo do nível do mar. O gelo glacial tem alta competência e capacidade, o que lhe permite carregar abundantes sedimentos de todos os tamanhos. As geleiras transportam imensas quantidades de sedimentos até a sua borda frontal, onde são dispersos com o degelo. Os sedimentos podem ser ou depositados diretamente a partir do derretimento do gelo, como till, ou coletados pelos rios da água de degelo e acumulados como depósitos de degelo. Morenas e *drumlins* são formas da superfície características de depósitos do gelo. *Eskers* e *kettles* são acumulados pela água do degelo. O permafrost forma-se onde as temperaturas de verão nunca sobem o bastante para derreter mais do que uma fina camada superficial do solo.

***O que o registro geológico nos diz sobre as idades do gelo passadas?*** O *drift* glacial do Pleistoceno é extensamente distribuído nas regiões de latitudes altas que agora desfrutam de climas temperados. A ampla distribuição de *drifts* é uma evidência de que as geleiras continentais já se expandiram para além das regiões polares. Os estudos das idades geológicas dos depósitos glaciais sobre os continentes e em sedimentos marinhos mostraram que a época glacial pleistocênica consistiu em múltiplos avanços e retrações de mantos de gelo continentais. O avanço glacial mais recente, conhecido como glaciação de Wisconsin, cobriu de gelo as terras ao norte da América do Norte, Europa e Ásia e expôs vastas áreas de plataformas continentais. Durante os intervalos interglaciais, o nível do mar subiu e submergiu as plataformas.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

ablação (p. 602)
acumulação (p. 602)
avanço glacial súbito (p. 604)
circo (p. 611)
corrente de gelo (p. 606)
depósito de degelo (p. 613)
deslizamento basal (p. 604)
desprendimento de *iceberg* (p. 599)
*drift* (p. 612)
*drumlin* (p. 614)
*esker* (p. 614)
estria (p. 610)
fenda (p. 604)
fiorde (p. 611)
fluxo plástico (p. 604)
geleira (p. 598)
geleira continental (p. 600)
geleira de vale (p. 598)
*kettle* (p. 614)
morena (p. 614)
permafrost (p. 616)
plataforma de gelo (p. 600)
tilito (p. 621)
till (p. 613)
vale em U (p. 611)
vale suspenso (p. 611)
varve (p. 615)

## EXERCÍCIOS

1. Como as geleiras de vale distinguem-se das continentais?
2. Como a neve é transformada em gelo glacial?
3. Como o crescimento ou a retração glacial resultam do balanço de massa entre ablação e acumulação?
4. Quais são os mecanismos do fluxo glacial?
5. Como as geleiras erodem o substrato rochoso?
6. Que informações as estrias oferecem sobre a glaciação?
7. Descreva três tipos de sedimentos glaciais.
8. Descreva três formas superficiais feitas pelas geleiras.
9. O derretimento das plataformas de gelo devido ao aquecimento global aumentará o nível do mar? Explique sua resposta.
10. Que tipo de depósito sedimentar marca o maior avanço de uma geleira?
11. Por que as *kettles* são descritas como depósitos sedimentares acumulados pela água, em vez de pelo gelo?
12. Por que o nível do mar cai durante as idades do gelo?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Certas partes de uma geleira contêm muitos sedimentos, enquanto outras, muito pouco. O que determina a diferença?
2. Compare os tipos de till que você esperaria encontrar em duas áreas glaciadas: uma, em terreno de rochas graníticas e metamórficas; outra, em terreno de ritmitos moles e arenitos pobremente cimentados.
3. Que evidências geológicas você procuraria se quisesse saber a direção do movimento glacial através do Escudo Canadense?
4. Você está caminhando sobre uma crista sinuosa de *drift* glacial. Que evidências procuraria para descobrir se ela é um *esker* ou uma morena frontal?
5. Um dos perigos existentes na exploração de geleiras é a possibilidade de cair-se em uma fenda. Que feições do relevo de um vale glacial ou de seu entorno você utilizaria para inferir que está em uma parte da geleira que foi intensamente fendida?
6. Você vive em Nova Orleans (EUA), não muito longe da foz do rio Mississippi. Qual poderia ser seu primeiro indicador de que o mundo está entrando em uma nova idade do gelo?
7. Certos geólogos consideram que um resultado do continuado aquecimento global poderá ser a retração e o colapso do manto de gelo da Antártida Ocidental. Como isso pode afetar as populações da América do Norte e da Europa?
8. As evidências de sondagens perfuradas no gelo mostram que há água líquida na base de certas geleiras. Que tipos de geleiras podem ter água líquida na base? Que fatores podem ser responsáveis pelo derretimento de gelo no assoalho dessas geleiras?
9. A densidade do gelo (0,92 g/cm$^3$) é menor do que a da água (1,0 g/cm$^3$), o que explica por que a maior parte dos *icebergs* fica submersa. Usando o princípio da isostasia, calcule qual seria a elevação da parte emersa de um *iceberg* em relação ao nível do mar.

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Também denominadas "geleiras alpinas", "geleiras de montanha" ou "geleiras de altitude".

[2] Também conhecida com "*inlandsis*", principalmente na literatura técnica mais antiga.

[3] Em português, deve-se distinguir os termos *antártica* e *Antártida*. Enquanto o primeiro vocábulo é um adjetivo que designa a zona polar meridional em contraposição à ártica, o segundo, um substantivo próprio, designa o continente Antártida. Em outras línguas, também se coloca a mesma distinção, como no italiano *antartico* vs. *Antartide*, no espanhol *antartico* vs. *Antartida*, no alemão *Antarktis* vs. *Antarktika*, no russo *Antarktika* vs. *Antarktida*, no francês *antarctique* vs. *Antarctide*, e no inglês *Antarctic* vs. *Antarctica*.

[4] O lençol ou plataforma de gelo sobre a água é também conhecido como *banquisa*.

[5] O que equivale à área de, aproximadamente, 2,5 vezes o Estado do Rio Grande do Sul ou a metade do Amazonas.

[6] Em inglês, *ice cap* (literalmente "tampa, boné, calota de gelo", cf. Webster's) foi definida pelos autores deste livro para designar genericamente as grandes formações de gelo que ocorrem nos polos, seja sobre a água do oceano (no Polo Norte, com a forma semelhante a uma calota esférica) seja no manto de gelo da Antártida (no Polo Sul, com a forma de uma lente biconvexa). Neste último caso, utiliza-se, de modo mais específico, também a expressão *ice sheet* ("manto de gelo"). Contudo, na literatura técnica brasileira, o termo geral *ice cap* tem sido diferentemente traduzido como: "calota de gelo" (para designar estritamente a formação de gelo do Ártico); "geleira tipo calota" e "manto de gelo" (referindo um gigantesco manto de gelo em área continental); "casquete de gelo" (designando um manto de gelo menor, sobre o continente). Por seu turno, o termo específico *ice sheet* tem sido traduzido como "lençol ou manto de gelo", sejam os gigantescos ou os menores (mais apropriadamente, "casquetes"). Sempre que possível, a expressão foi traduzida de acordo com os significados empregados na literatura técnica brasileira.

[7] No original, *ice cap*. Como a ilustração foi extraída de Flint (1971), é possível que os autores tenham mantido a designação da fonte, pois definiram a expressão *ice cap* como "massa de gelo formada nos polos".

[8] Situada na latitude de 64°31'N e 165°23'W, Nome é a principal cidade da costa sul da Península de Seward, margeada a leste pelo Estreito de Bering.

[9] Situada na latitude de 46°51'N, cerca de 2.000 km mais para o sul do que a cidade de Nome, e longitude de 68°01'W, no extremo norte da região leste dos Estados Unidos, quase na fronteira com o Canadá.

[10] O nevado é característico de um "campo de neve" ou "bacia de nevado" (*firn basin)* que alimenta uma geleira. Eventualmente, o termo inglês *firn* (pronuncia-se [firn]), ou seu correspondente francês *névé* (pronuncia-se [nêvê']), ocorre na literatura brasileira sem ser traduzido.

[11] Alguns autores incluem no conceito de *acumulação* todos os processos que adicionam neve ou gelo a uma geleira, a uma plataforma glacial ou cobertura de neve, incluindo, além da precipitação de neve, a condensação, as avalanchas, o transporte pelo vento e o congelamento de água.

[12] Também denominado "fragmentação glacial" ou "desagregação glacial".

[13] O balanço de massa glacial é também chamado apenas de "balanço de massa".

[14] No original, *crevasse* (igual à forma francesa *crevasse* ou *crevice*), que, eventualmente, pode ocorrer na literatura brasileira sem estar traduzida.

[15] Com cerca de 5.327 km$^2$, o que equivale a cerca de ¼ da área de Sergipe.

[16] Rhode Island é um dos Estados localizados na costa leste dos Estados Unidos.

[17] Pronuncia-se [mutənê]. Esta palavra, que deriva de *mouton* ("carneiro" em francês), não tem sido traduzida em português e, também, em outras línguas.

[18] Pronuncia-se [ərêt]. Palavra sem tradução técnica na literatura portuguesa e assim apropriada do francês também na língua inglesa, a exemplo de *moutonée*.

[19] Pronuncia-se [drift]. Este vocábulo, que significa literalmente "levado pela corrente", não tem sido traduzido em português nem em outras línguas e significa "pilha de detritos glaciais" ou "depósito glacial".

[20] Muitos autores empregam o termo inglês *outwash* para designar esses sedimentos.

[21] Eventualmente, este vocábulo também é grafado como "moraina", uma forma em desuso.

[22] Diferentemente deste livro, muitos autores consideram "morena frontal" como sinônimo de "morena terminal", preferindo o uso apenas desta última.

[23] Pronuncia-se [drum'lin]. Este vocábulo não tem sido traduzido na língua portuguesa e é apropriado com a mesma forma também em outros idiomas.

[24] Pronuncia-se [kêm] e, a exemplo de outros vocábulos, não tem sido traduzido no vernáculo. Muitas dessas expressões que designam feições e processos glaciais mantêm o nome na língua do país em que foram descritas originalmente. Por isso, eventualmente, também em outros idiomas o vocábulo é mantido na língua original.

[25] Pronuncia-se [es'kər].

[26] Pronuncia-se [ket'əl], sem tradução no vernáculo.

[27] Pronuncia-se [skab'land]. Termo geomorfológico regional que designa terreno desolado, definido por uma superfície de planalto, caracterizada por numerosos morros baixos com formas ásperas, de topo plano, constituídos de rocha nua.

[28] Pronuncia-se [pər'məfrôst]. Termo não traduzido, assim grafado em vários idiomas e incluído no Vocabulário Ortográfico da Língua Portuguesa, da Academia Brasileira de Letras.

[29] No original, *Snowball Earth*.

[30] Um "seixo pingado", também denominado "seixo caído", é um fragmento sedimentar grosso, que foi aprisionado e transportado no interior de um *iceberg* e depositado, quando este degelou, longe de sua fonte, geralmente, em um leito pelítico.

# 22

# A Evolução das Paisagens

Topografia, elevação e relevo ■ 630
As formas de relevo: feições esculpidas por erosão e sedimentação ■ 633
A paisagem é controlada pela interação dos geossistemas ■ 639
Os modelos de evolução da paisagem ■ 645

Você alguma vez já olhou para o horizonte e se perguntou por que a superfície da Terra tem essas formas e que forças as criaram? Entre os altos picos nevados e as extensas planícies onduladas, há uma diversificada coleção de paisagens – amplas ou restritas, acidentadas ou planas. As paisagens evoluem por meio de lentas transformações, à medida que processos como soerguimento, intemperismo, erosão, transporte e deposição combinam-se para esculpir a superfície terrestre.

No passado, essas mudanças eram imperceptíveis na escala humana do tempo, mas as novas tecnologias permitem-nos, agora, medir diretamente a velocidade de muitos desses lentos processos. Essas tecnologias revitalizaram o ramo das geociências conhecido como *Geomorfologia* – o estudo das paisagens e de sua evolução. O conhecimento de como as paisagens evoluem pode ajudar-nos no gerenciamento dos recursos do terreno e na análise das interligações da tectônica e do clima. A Geomorfologia representa um grande desafio para os geólogos, pois exige a integração de muitas áreas de conhecimento das Ciências da Terra.

Em um sentido mais amplo, as paisagens podem ser consideradas como resultado da competição entre os processos que provocam o levantamento da crosta terrestre e aqueles que causam seu rebaixamento. A crosta terrestre é soerguida e se formam as cadeias de montanhas, devido à atuação do geossistema das placas tectônicas. As rochas soerguidas são expostas aos processos intempéricos e erosivos, conduzidos pelo geossistema do clima. Assim, a paisagem[1] é um resultado da interação desses dois geossistemas.

As áreas soerguidas da crosta terrestre podem ser estreitas ou largas, e a velocidade de soerguimento pode ser alta ou baixa. De forma similar, o intemperismo e a erosão também podem operar em áreas estreitas ou largas, com baixa ou alta intensidade. Assim, as paisagens propriamente ditas dependem da proporção entre esses processos. Além disso, os processos tectônicos e de superfície interagem. Por exemplo, o soerguimento pode levar a mudanças do clima e da velocidade do intemperismo em escala regional (e mesmo global). Essas, por sua vez, ajudam a controlar os soerguimentos adicionais das cadeias de montanhas.

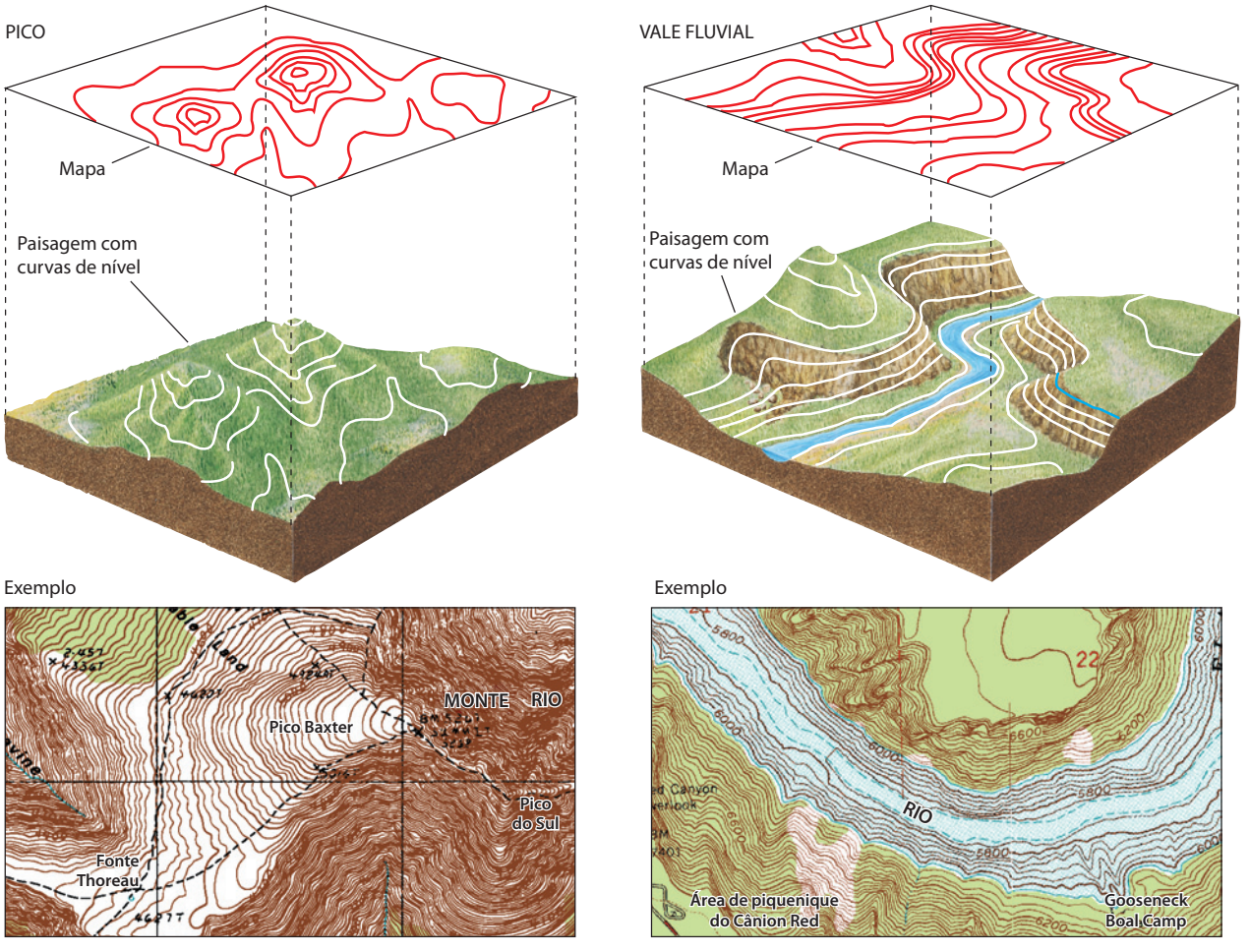
O soerguimento rápido das montanhas forma terraços, marcando a antiga posição do rio à medida que corta o substrato rochoso sólido. O terraço na parte central do primeiro plano formou-se ao longo do Rio Indo, que atravessa o meio do Himalaia. [D. W. Burbank]

Neste capítulo, examinaremos detalhadamente como a tectônica e o clima (e os processos que compõem esses geossistemas, como soerguimento, intemperismo, erosão, movimentos de massa, transporte e deposição de sedimentos) interagem no processo dinâmico que esculpe a paisagem.

## Topografia, elevação e relevo

O termo **geomorfologia** refere-se à forma de uma paisagem e ao ramo das geociências relacionado a essa forma e a como ela evolui. Começaremos nosso estudo da Geomorfologia com os fatos básicos de qualquer terreno, que são óbvios quando se examina a superfície terrestre: a altura e a irregularidade, ou aspereza, dos terrenos das montanhas e das planícies.

A **topografia** é a configuração das variadas alturas que formam a superfície terrestre (ver Figura 1.8). A altura das feições da paisagem é comparada em relação ao nível do mar – que é a altura média dos oceanos do mundo. Então, expressa-se a distância vertical acima ou abaixo do nível do mar como **elevação**. Um mapa topográfico mostra a distribuição da elevação em uma área e, geralmente, apresenta essa distribuição como **curvas de nível**[2], que são linhas conectando pontos de mesma elevação (**Figura 22.1**).




Monte Katahdin, Maine (EUA)

Desfiladeiro Flaming, Wyoming (EUA)

**FIGURA 22.1** ■ A topografia de um pico montanhoso (*esquerda*) e de um vale fluvial (*direita*) pode ser representada com precisão em um mapa topográfico plano por meio de curvas de nível, que são linhas conectando pontos com a mesma elevação. Quanto mais próximas entre si estiverem as curvas de nível, maior a declividade. [Fonte: A. Maltman, *Geological Maps: An Introduction*. New York: Van Nostrand Reinhold, 1990, p. 17. Mapas topográficos do USGS/DRG]

Quanto mais próximas estiverem entre si as curvas de nível, mais inclinada será a vertente.

Há séculos, os geólogos aprenderam como levantar a topografia e construir mapas para lançá-la e registrar informações geológicas. Embora os levantamentos de terreno baseados em métodos tradicionais ainda sejam utilizados para certos objetivos, os cartógrafos modernos lançam mão de imagens de satélites, de radares, de sensores remotos a *laser* e de outras tecnologias que lhes permitam discernir a elevação e outras propriedades topográficas (**Figura 22.2**).

Uma das propriedades da topografia é o **relevo** – que representa a diferença entre a elevação mais alta e a mais baixa, em uma área específica (**Figura 22.3**). Como está implícito na definição, o relevo varia de acordo com a área na qual é medido. Em estudos de geomorfologia, torna-se útil definir três componentes fundamentais do relevo: relevo de vertente (a diferença de elevação entre os topos de

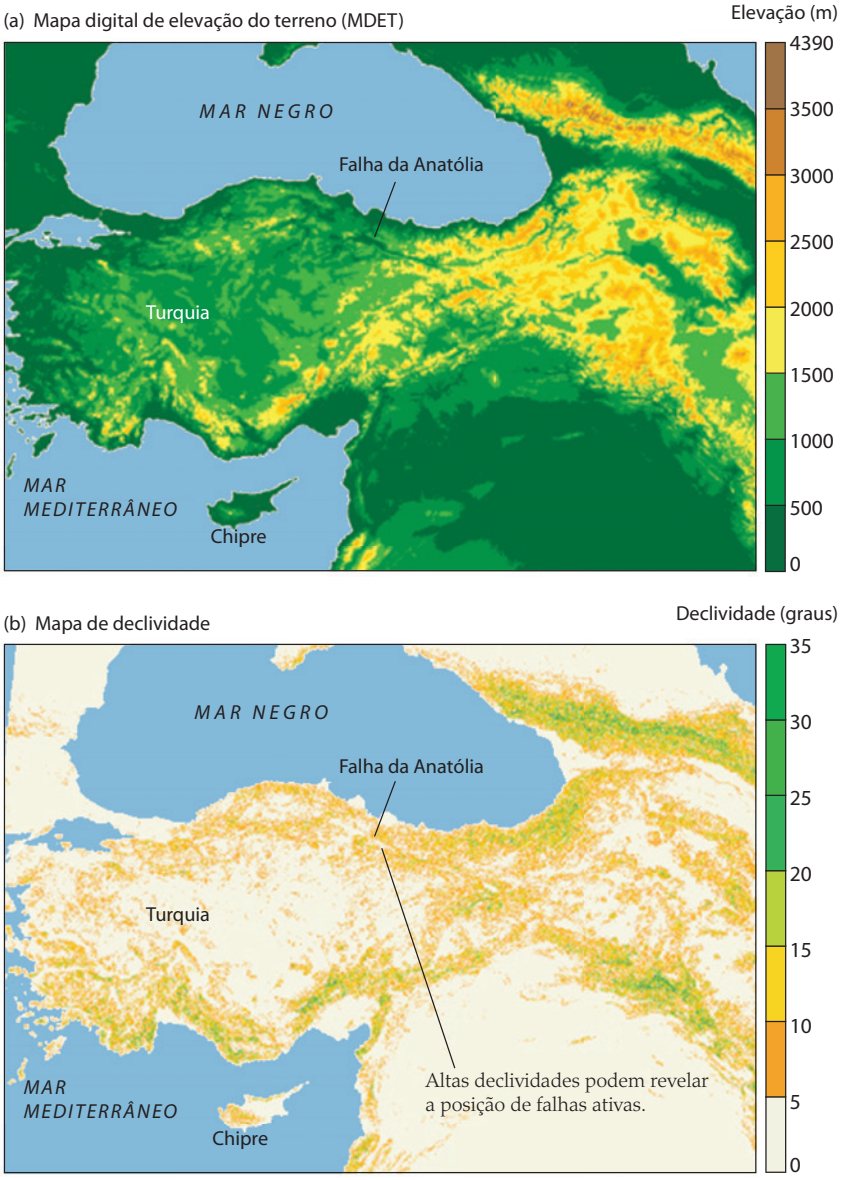



**FIGURA 22.2** ■ Mapas topográficos da Turquia e de áreas adjacentes. (a) Modelo Digital de Elevação do Terreno, ou MDET[3]. Os valores são mostrados digitalmente, e cada pixel representa um valor de altitude. (b) Para produzir este mapa de declividade, os valores do MDET foram utilizados para calcular as declividades entre *pixels* adjacentes. As declividades foram, então, representadas por ângulos medidos em graus a partir da horizontal. Esse mapa de declividades é muito útil para a identificação de locais onde as mudanças na topografia são particularmente abruptas, como em sopés de montanhas ou em escarpas de falhas ativas. [Marin Clark]

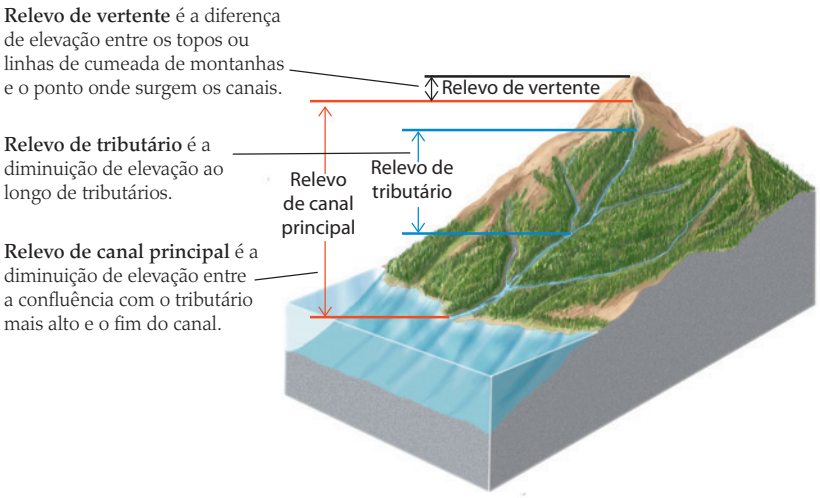



**FIGURA 22.3** ■ O relevo é a diferença entre a elevação mais alta e a mais baixa de uma região.

montanhas/linhas de cumeada e o ponto onde surgem os canais), relevo de canal tributário (a diminuição da elevação ao longo de tributários de onde iniciam até a corrente principal com a qual se fundem) e relevo do canal principal (a diminuição de elevação do tributário mais alto até o final do canal principal).

Para estimar o relevo em uma área de interesse a partir das curvas de nível ou em um mapa topográfico, subtrai-se a elevação da curva de nível mais baixa, geralmente no fundo de um vale fluvial, daquela mais alta, no topo da montanha ou do morro mais alto. O relevo é uma medida da irregularidade de um terreno. Quanto mais alto o relevo, mais acidentada é a topografia. O Monte Everest, no Himalaia, a mais alta montanha do mundo, com uma elevação de 8.850 m, está localizado em uma área de relevo extremamente alto (**Figura 22.4a**). Em geral, a maioria das regiões com alta elevação também tem alto relevo, e a maioria das áreas com baixa elevação tem baixo relevo. Entretanto, existem exceções. Por exemplo, o Mar Morto, entre Israel e a Jor-

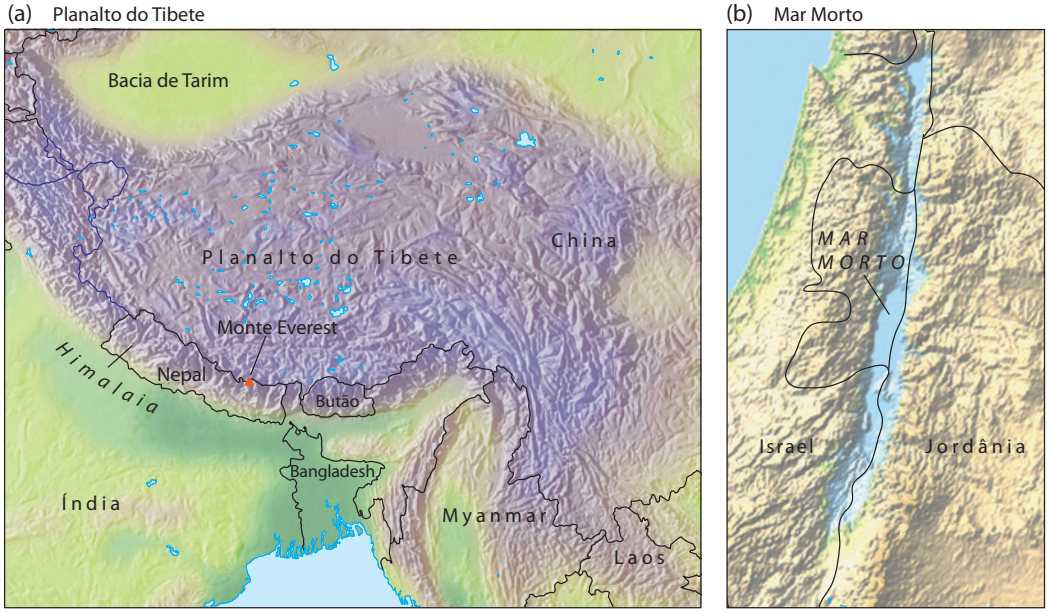



**FIGURA 22.4** ■ As áreas de alto relevo geralmente (mas não sempre) são áreas de alta elevação. (a) O Monte Everest, a montanha mais alta do mundo, está localizado em uma área de alto relevo. Porém, o Planalto do Tibete, ao norte, é uma região de alta elevação, mas de relativamente baixo relevo. (b) O Mar Morto, a elevação mais baixa do mundo, está localizado em uma área de relevo relativamente alto. [Marin Clark e Nathan Niemi]

**FIGURA 22.5** ■ Um mapa digital de sombreamento do relevo das formas da porção continental dos Estados Unidos e do Canadá[4]. [Gail P. Thelin and Richard J. Pike/USGS, 1991]

dânia, tem a mais baixa elevação do mundo, com 392 m abaixo do nível do mar, mas é limitado por impressionantes montanhas, produzindo um relevo significativo nessa pequena área da Terra (Figura 22.4b). Outras regiões, como o Planalto do Tibete, podem localizar-se em áreas elevadas, mas têm relevo relativamente baixo (ver Figura 22.4a).

Se sobrevoarmos a América do Norte, poderemos ver muitos tipos de topografia. A **Figura 22.5** é um mapa digital processado em computador, que mostra os detalhes das formas de relevo de pequena e de grande proporção. Esse mapa fornece uma vista geral do continente e mostra feições com dimensões de, no mínimo, 2,5 km de extensão. As elevações e os relevos moderados das cristas e dos vales alongados dos Montes Apalaches contrastam com os baixos relevos e as baixas elevações das planícies do meio-oeste. Ainda mais impressionante é o contraste entre as planícies e as Montanhas Rochosas. Quando examinamos esses diferentes tipos de topografia com mais detalhes, podemos caracterizá-los não somente por meio da elevação e do relevo, mas também pelas formas de relevo: a declividade das vertentes, as formas das montanhas ou elevações e as formas dos vales.

## As formas de relevo: feições esculpidas por erosão e sedimentação

Os rios, as geleiras e o vento deixam suas marcas na superfície terrestre em muitas formas de relevo: vertentes de montanhas íngremes, amplos vales, planícies de inundação, dunas, etc. A proporção das **formas de relevo** varia desde regional até estritamente local. Na proporção maior (dezenas de milhares de quilômetros), as cadeias de montanhas formam barreiras topográficas ao longo dos limites de placas litosféricas. Na proporção menor (métrica), a topografia de um afloramento individual pode ser formada pelo intemperismo diferencial das rochas de diferentes durezas que o compõem. Esta seção é dedicada principalmente ao estudo das feições de proporção regional que definem a topografia da superfície da Terra.

**FIGURA 22.6** ■ A maioria das montanhas forma cadeias, e não picos individuais. Neste terreno esculpido por geleiras do sul da Argentina, todos os picos são em formas de *arête*. [Galen Rowell/Peter Arnold]

## As montanhas e os morros

Neste livro, utilizamos muitas vezes a palavra *montanha*, de difícil definição. Na definição mais precisa que pode ser feita, diremos que uma montanha é uma grande massa rochosa que se projeta significativamente acima de seus arredores. A maioria das montanhas é encontrada agrupada com outras, formando cadeias, nas quais é difícil individualizar cada montanha separadamente, sendo mais fácil divisar os picos de alturas variadas (**Figura 22.6**). As montanhas que formam picos individualizados, destacando-se em meio aos terrenos mais baixos adjacentes, geralmente são vulcões isolados ou remanescentes erosionais de antigas cadeias de montanhas.

A distinção entre montanhas e morros é feita somente pelas dimensões e pelo costume; assim, as elevações que seriam chamadas de montanhas em terrenos mais baixos são também chamadas de morros em regiões mais altas. Entretanto, as formas de relevo que se projetam a algumas centenas de metros acima dos terrenos adjacentes são, em geral, denominadas montanhas.

As montanhas são manifestações diretas e indiretas da atividade da tectônica de placas. Quanto mais recente essa atividade, mais altas elas tendem a ser. O Himalaia, a cordilheira de montanhas mais altas do mundo, encontra-se entre as mais novas. A declividade das vertentes em áreas montanhosas e altas quase sempre está correlacionada com a elevação e o relevo. As vertentes mais inclinadas costumam ser encontradas nas montanhas mais altas, de grande relevo. As vertentes montanhosas de elevação mais baixa e relevo menor são menos inclinadas e irregulares. Como veremos mais adiante neste capítulo, o relevo de uma cadeia montanhosa depende muito do nível da incisão das geleiras e dos rios no substrato rochoso, relativamente ao soerguimento tectônico havido.

## Os planaltos

Um **planalto** é uma grande área, ampla e plana, com elevação considerável quando comparada com os terrenos adjacentes.[5] A maioria dos planaltos tem elevações mais baixas que 3.000 m, mas o Altiplano da Bolívia tem uma elevação de 3.600 m. O Planalto do Tibete, extraordinariamente alto, estende-se por uma área com dimensões de 1.000 km por 5.000 km (bem maior que a metade do tamanho dos Estados Unidos) e tem uma elevação de 5.000 m (**Figura 22.7**). Os planaltos formam-se em locais onde a atividade tectônica produz um soerguimento regional.

As feições em forma de planaltos, com menores dimensões, podem ser denominadas *relevos tabuliformes*[6]. No oeste dos Estados Unidos, uma pequena elevação, plana, limitada em todos os lados por vertentes íngremes, é chamada de **mesa** (**Figura 22.8**). As mesas podem resultar da alteração diferencial de rochas com dureza variada.

## Os vales fluviais

As observações de vales fluviais de várias regiões levaram à formulação de uma das primeiras e mais importantes teorias da Geologia: a ideia de que os vales fluviais foram criados por erosão causada pelos rios que neles fluíam. Os geólogos observaram que as formações de rochas sedimentares, em um lado de um vale, coincidiam com os mesmos tipos de formações no lado oposto. Isso os levou a concluir que as formações foram depositadas, em uma certa época, como uma única camada de sedimento, mas que o rio teria removido enormes quantidades das formações originais, quebrando a rocha e retirando-a.

A forma como um rio erode seu substrato rochoso depende da **energia da corrente** – o produto da declividade do leito pela vazão, balanceado pela capacidade que a rocha tem de resistir à erosão, sendo esta quantificada como o produto do volume de sedimentos presente no canal pelo tamanho do grão dos mesmos (**Figura 22.9**). Se a energia da corrente for suficientemente alta para retirar a cobertura de sedimentos, então a resistência à erosão será sobretudo uma função da dureza do substrato rochoso.

As taxas de erosão do substrato rochoso crescem drasticamente à medida que a energia da corrente aumenta. Na maioria das vezes, um rio em movimento causa pouca erosão, pois a vazão e, portanto, a energia

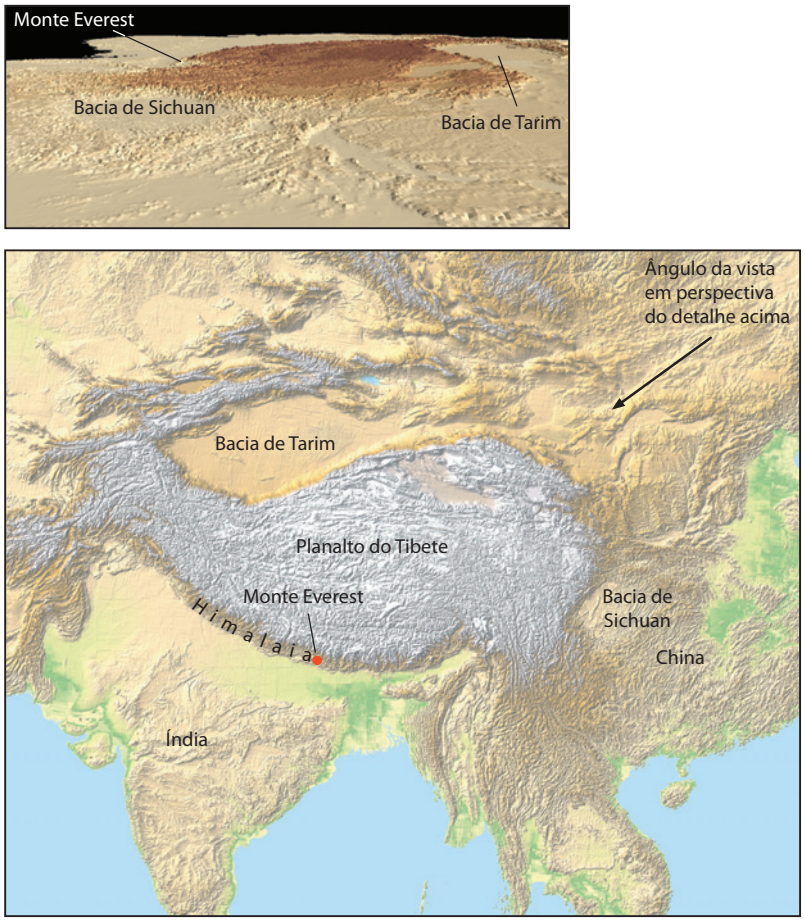


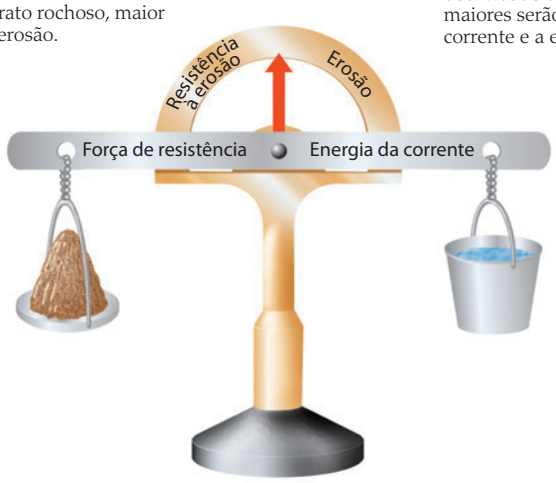

**FIGURA 22.7** ■ Duas vistas topográficas do Planalto do Tibete, o mais alto e mais extenso da Terra.

da corrente são baixas. Entretanto, nos raros dias em que a vazão (e a energia da corrente) é muito alta, as taxas de erosão também podem tornar-se extremamente altas. Essa relação ilustra uma característica fundamental compartilhada por muitos geossistemas terrestres: eventos raros, de grande intensidade, frequentemente causam

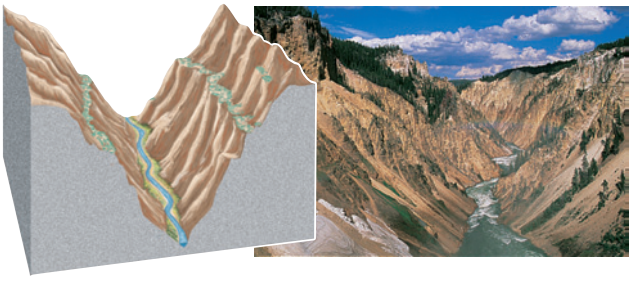
**FIGURA 22.8** ■ Uma mesa no Vale do Monumento, Arizona (EUA). Os topos planos são preservados por serem constituídos de camadas resistentes à erosão. [Raymond Siever]

(a) Quanto maiores forem o tamanho do grão sedimentar, o volume de sedimento e a dureza do substrato rochoso, maior será a resistência à erosão.

Quanto maiores forem a declividade do leito e a vazão, maiores serão a energia da corrente e a erosão.




(b) Em terrenos íngremes, a energia da corrente supera a resistência à erosão. As partículas sedimentares são transportadas para longe, e a dureza do substrato rochoso do leito torna-se o principal fator de resistência à erosão.



(c) Nos locais onde a declividade é menor, a vazão fluvial é menor e, portanto, a energia da corrente também é menor. Assim, o sedimento começa a ser depositado, capeando o leito fluvial e detendo sua erosão. Neste ponto, a energia da corrente e a resistência à erosão estão em equilíbrio.

(d) Nos locais onde a declividade é muito baixa, a energia da corrente diminui bastante, depositando grandes quantidades de sedimentos. O leito fluvial cresce, e o vale é preenchido com sedimentos.

**FIGURA 22.9** ■ (a) A erosão é controlada por um balanço entre a força do rio e a resistência à erosão. (b) Rio Yellowstone, Parque Nacional de Yellowstone; (c) rio Snake, Suicide Point, Idaho (EUA); (d) rio Mulchatna, Alasca (EUA). [(a) Fonte: D. W. Burbank and R. S. Anderson, Tectonic Geomorphology. Oxford: Blackwell, 2001; (b) Jeff Henry/RocheJaune Pictures; (c) David G. Houser/CORBIS; (d) Glenn Oliver/Visuals Unlimited]

muito mais mudanças que eventos frequentes, porém de pequena magnitude.

Três processos principais causam a erosão do substrato rochoso no terreno montanhoso. O primeiro é a abrasão do substrato rochoso por partículas sedimentares em processo de saltação e em suspensão que se movem pelo fundo e pelos lados do canal fluvial (ver Capítulo 18). Em segundo lugar, a força de arrasto da própria corrente causa abrasão do substrato rochoso, ao arrancar fragmentos de rocha do canal. Por fim, em terrenos mais elevados, a erosão glacial forma vales que podem ser, subsequentemente, ocupados por rios. A determinação da importância relativa desses três processos, em terrenos montanhosos, é um dos métodos utilizados pelos geólogos para distinguir entre as influências que o clima e a tectônica exercem na evolução da paisagem (ver Geologia na Prática).

Os vales fluviais recebem muitos nomes – cânion, desfiladeiro, arroio, ravina –, mas todos têm essencialmente a mesma geometria. Um corte vertical transversal em um vale novo, de um rio de montanha, com pequena planície de inundação, ou sem nenhuma planície, mostraria um perfil simples em forma de V (Figura 22.9b). Um amplo vale fluvial, em uma planície, e com uma larga planície de inundação mostraria uma secção transversal mais aberta, mas ainda diferente do perfil em forma de U, típico dos vales glaciais. As regiões com diferentes tipos de topografia e de substratos rochosos produzem vales fluviais de forma e largura variáveis (Figura 22.9b-d). As formas dos vales variam desde estreitos desfiladeiros, que se formam em cadeias de montanhas ou em rochas resistentes à erosão, até os amplos e rasos vales que se formam nas planícies e em rochas fáceis de erodir. Entre esses dois extremos, a largura de um vale geralmente será correspondente ao estado de erosão da região. Os vales serão, em geral, pouco largos em montanhas que começaram a ser rebaixadas e arredondadas pela erosão, e tornam-se muito mais amplos em regiões de baixa altitude com topografia suave.

Uma **área voçorocada** ou **ravinada**[7] é um tipo de topografia formada por ravinamentos profundos, resultante da rápida erosão de folhelhos e argilas facilmente erodíveis (**Figura 22.10**). A área inteira é virtualmente uma proliferação de ravinamentos e vales, com muito pouco terreno plano entre si.

**FIGURA 22.10** ■ Erosão por ravinamento[8] nas Badlands de Dakota do Sul (EUA). Na Área Selvagem de Sage Creek, Parque Nacional de Badlands, numerosas ravinas se formaram em rochas sedimentares fáceis de erodir. [Willard Clay]

# GEOLOGIA NA PRÁTICA

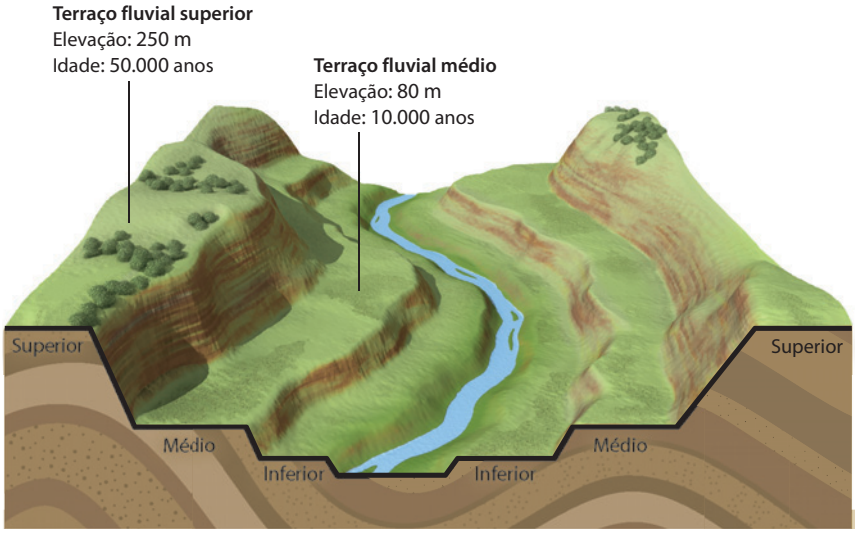
## Com que velocidade as correntes erodem o substrato rochoso?

Em regiões montanhosas, o fluxo da água em cursos d'água corta para baixo o substrato rochoso, que, por sua vez, é soerguido por processos tectônicos. É difícil imaginar que algo tão duro quanto a rocha possa ser cortado pela água corrente! O objetivo deste exercício é aprender como medir a taxa dessa erosão, que pode ser incrivelmente rápida.

A taxa de erosão depende da velocidade com que a água flui e de quanto sedimento está suspenso na água corrente. A erosão de canais fluviais entalhados no substrato rochoso é o resultado da ação de arrancamento de pedaços grandes de rocha e da abrasão causada por partículas sedimentares. O arrancamento da rocha ocorre mais rapidamente quando o substrato rochoso é clivado por conjuntos de fraturas com pouco espaçamento ou consiste em rochas sedimentares com planos de acamamento bem definidos e com espaçamento reduzido. As zonas de fraqueza inerentes em tais rochas permitem que blocos sejam fragmentados do leito do rio e transportados a jusante; depois de soltos, os blocos em movimento podem atingir outras rochas projetadas e também soltá-las. A abrasão ocorre quando as partículas sedimentares impactam o substrato rochoso e fragmentam pedaços minúsculos – menores do que o tamanho do grão impactante – desse substrato. Apesar de ser superficialmente pequeno, grão a grão, esse efeito torna-se muito importante quando se adicionam os efeitos do impacto de milhões de grãos. Isso é importante porque a taxa de erosão do substrato rochoso é o que controla a beleza estética das paisagens mais dramáticas da Terra, como as montanhas de Sierra Nevada, o Grand Teton, os Alpes e o Himalaia.

Terraços rochosos no trecho médio da bacia do Indo. [D. W. Burbank]

A velocidade de fluxo também é extremamente importante. Observações de campo e de laboratório mostram que a taxa de erosão depende da velocidade do fluxo elevada à quinta potência (taxa de erosão $\sim V^5$). Isso significa que pequenos acréscimos na velocidade atual causam aumentos drásticos nas taxas de erosão. A simples duplicação da velocidade de fluxo pode aumentar a taxa de erosão para mais de 30 vezes do que era inicialmente; se for duplicada novamente, a taxa de erosão



pode aumentar mil vezes sobre o valor inicial. Portanto, é durante fluxos raros, mas potentes, como nas cheias, que a corrente consegue erodir o substrato rochoso; na maior parte do restante do tempo, ocorre pouca erosão.

Para entender a erosão do substrato rochoso, os geólogos estudam correntes em montanhas altas, como as do rio Indo, no norte do Paquistão. O Indo é um dos maiores rios do mundo, cortando o coração das mais altas cordilheiras da Terra: o Himalaia, o Caracórum e o Hindu Kush. Sua vazão é de 6.600 $m^3/s$ – o suficiente para preencher uma casa de dois andares *seis vezes por segundo*! Onde o rio cruza Nanga Parbat – formando uma garganta muito estreita e profunda – essa vazão extremamente alta resulta em algumas das maiores taxas de erosão da Terra. Ali, o rio é estreito e seu declive é íngreme; desta forma, as velocidades da corrente são altas, assim como as taxas de erosão do substrato rochoso.

Os geólogos medem as taxas de erosão do substrato rochoso por meio de diversos métodos. O mais objetivo é a criação de marcadores, como perfurações, no fundo de um canal fluvial e posterior monitoramento das mudanças nesses marcadores ao longo do tempo. As perfurações são feitas até uma profundidade conhecida; a seguir, no fim de um período determinado – por exemplo, após um ano – mede-se a diminuição na profundidade da perfuração. Esse método gera uma taxa de erosão que representa uma média de todas as taxas durante aquele ano, inclusive períodos mais curtos, quando as taxas de erosão foram maiores ou menores.

É difícil medir as taxas de erosão durante períodos longos. Os geólogos geralmente procuram *terraços fluviais* preservados nas encostas que conduzem a canais fluviais. Os terraços rochosos são bancos topográficos esculpidos no substrato rochoso e, por vezes, sobrepostos por depósitos de cascalho, que marcam as antigas posições do fundo do canal fluvial. Eles são preservados à medida que o rio corta novos níveis. Se a idade de um terraço fluvial e sua altura acima do leito do rio atual podem ser medidas, então é possível calcular a taxa de erosão de longo prazo. As idades de terraços fluviais são comumente medidas usando o método do berílio-10, mencionado mais adiante neste capítulo.

No bloco-diagrama anexo, cada um dos terraços fluviais é classificado com uma idade e uma elevação correspondente. Para o terraço mais baixo, com idade de 10 mil anos e elevação de 80 m acima do leito do rio, a taxa de erosão de longo prazo é dada por

$$\text{taxa de erosão} = \frac{\text{elevação do terraço acima do leito do rio}}{\text{idade do terraço}}$$

$$= \frac{80\ \text{m}}{10.000\ \text{anos}}$$

$$= 0{,}008\ \text{m/ano}\ \ (8\ \text{mm/ano})$$

***PROBLEMA EXTRA:*** Qual é a taxa de erosão de longo prazo representada pelo terraço fluvial superior?

## Relevos em cristas e vales estruturalmente controlados[9]

Em montanhas novas, durante os estágios iniciais de dobramento e soerguimento, as dobras antiformes (anticlinais) constituem cristas, e as dobras sinformes (sinclinais), vales (**Figura 22.11**). À medida que o clima e o intemperismo começam a predominar e as ravinas e os vales erosionais vão escavando mais profundamente as estruturas, a topografia pode tornar-se invertida, de forma que os anticlinais venham a formar vales, e os sinclinais, cristas. Isso acontece nos locais onde as rochas – tipicamente sedimentares, como calcários, arenitos e folhelhos – exercerem forte controle sobre a topografia, por causa de sua resistência variável à erosão. Se as rochas abaixo de um anticlinal forem mecanicamente fracas, como é o caso dos folhelhos, o núcleo dele poderá ser erodido para formar um vale anticlinal (**Figura 22.12**). Em uma região que tenha sido erodida durante muitos milhões de anos, um padrão de anticlinais e sinclinais lineares produzirá uma série de cordilheiras e vales, como aqueles da Província de Vales e Cristas dos Montes Apalaches (**Figura 22.13**).

## Formas com controle estrutural

As dobras e falhas produzidas pela deformação das rochas durante a formação das cadeias de montanhas deixam suas marcas na superfície da Terra também de outras maneiras. As ***cuestas*** são cristas assimétricas que se formam pela inclinação e erosão de uma sequência de camadas alternadas por maior e menor resistência à erosão. Um dos lados da *cuesta* tem uma vertente longa, na qual a inclinação é suave, sendo determinada pelo baixo ângulo de mergulho da camada resistente à erosão. O outro lado é uma vertente íngreme, formada no bordo da camada resistente, onde ela é solapada devido à erosão da camada inferior, menos resistente (**Figura 22.14**). As camadas de rochas resistentes verticais ou com fortes mergulhos erodem muito mais devagar, formando ***hogbacks***[10] – cristas com vertentes íngremes, estreitas e mais ou menos simétricas (**Figura 22.15**). As vertentes íngremes são também produzidas por falhas quase verticais, nas quais um dos lados elevou-se mais que o outro (ver Figura 7.9).

# A paisagem é controlada pela interação dos geossistemas

De forma geral, o controle da paisagem é feito pela interação dos mecanismos térmicos internos e externos da Terra. O calor interno controla os processos da tectônica de placas, que soerguem as montanhas e os vulcões. O motor externo da Terra, cuja energia vem do Sol, controla o clima e, com isso, os processos na superfície terrestre que desgastam as montanhas e preenchem as bacias com sedimentos. A radiação solar fornece energia para a circulação atmosférica que produz os climas da Terra, inclusive os diferentes regimes de temperatura e precipitação.

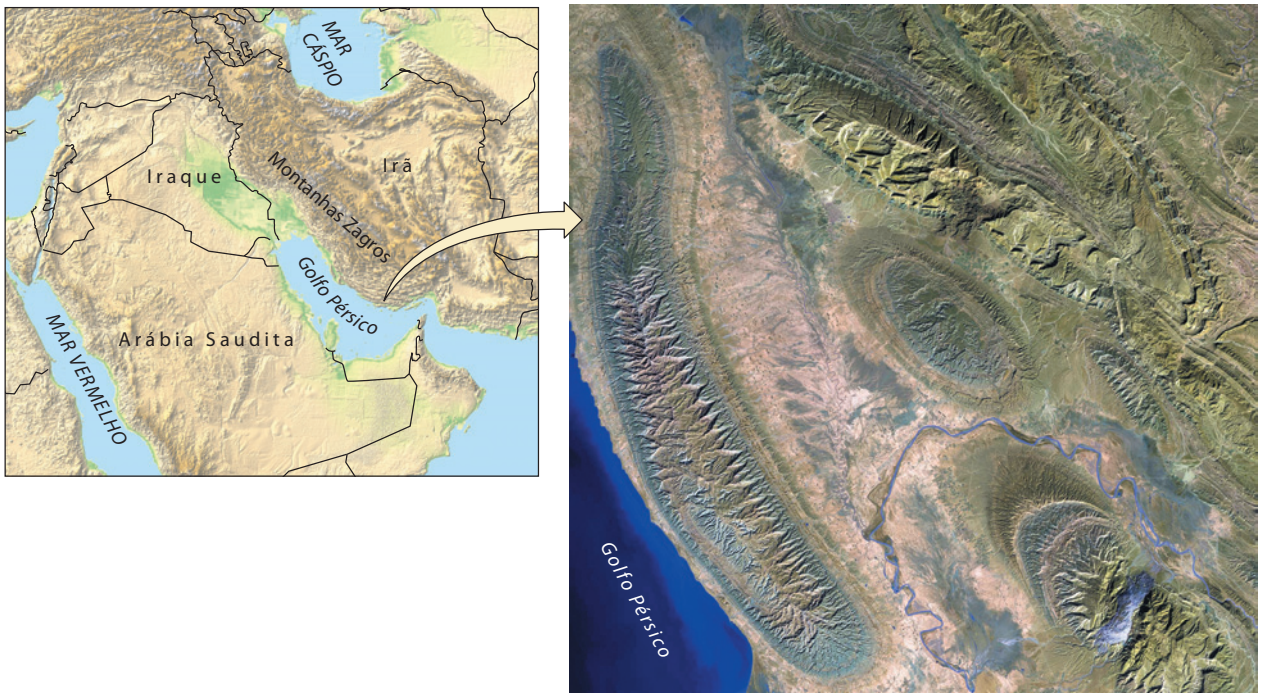



**FIGURA 22.11** ■ Topografia em cristas e vales formada em um terreno de rochas sedimentares dobrado nas Montanhas Zagros, Irã. A deformação é tão recente (Plioceno) que a erosão ainda não modificou significativamente as formas estruturais das anticlinais (cordilheiras) e sinclinais (vales). [NASA]

TEMPO 1
As rochas mais duras, resistentes à erosão, dispõem-se sobre as rochas mais macias e erodíveis. As cristas correspondem aos anticlinais, e os rios fluem em vales, formados por sinclinais. Os tributários nos flancos dos anticlinais correm com mais rapidez e com mais força que os rios que correm nos vales. A erosão dos flancos do anticlinal, causada por esses tributários, é muito mais rápida que a erosão causada nos vales pelos rios principais.

TEMPO 2
Os tributários que correm em regiões de sinclinais atravessam as camadas das rochas resistentes e começam a escavar rapidamente a rocha subjacente, menos resistente, formando vales com vertentes íngremes nos anticlinais.

TEMPO 3
À medida que o processo continua, formam-se vales nos anticlinais e, nas áreas de sinclinais, sobram cristas capeadas por estratos resistentes.

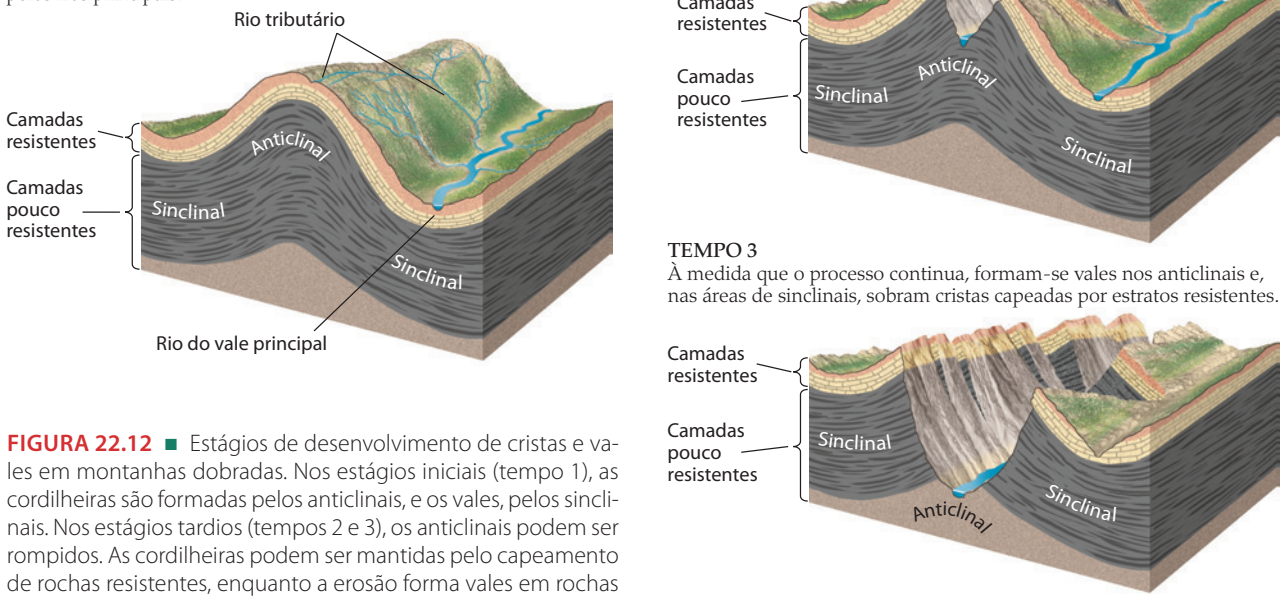



**FIGURA 22.12** ■ Estágios de desenvolvimento de cristas e vales em montanhas dobradas. Nos estágios iniciais (tempo 1), as cordilheiras são formadas pelos anticlinais, e os vales, pelos sinclinais. Nos estágios tardios (tempos 2 e 3), os anticlinais podem ser rompidos. As cordilheiras podem ser mantidas pelo capeamento de rochas resistentes, enquanto a erosão forma vales em rochas menos resistentes.

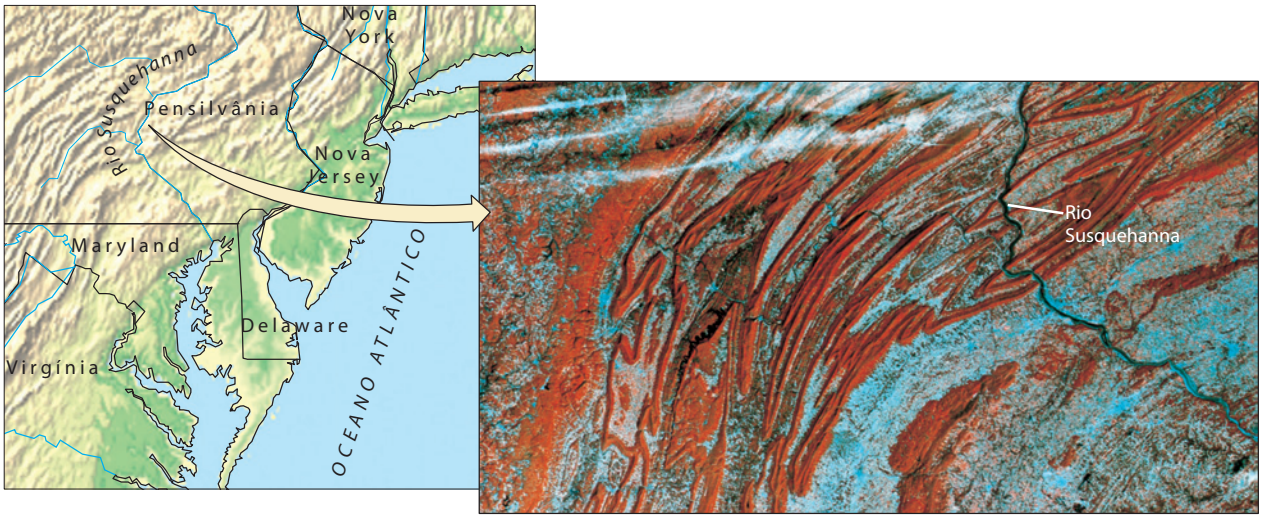
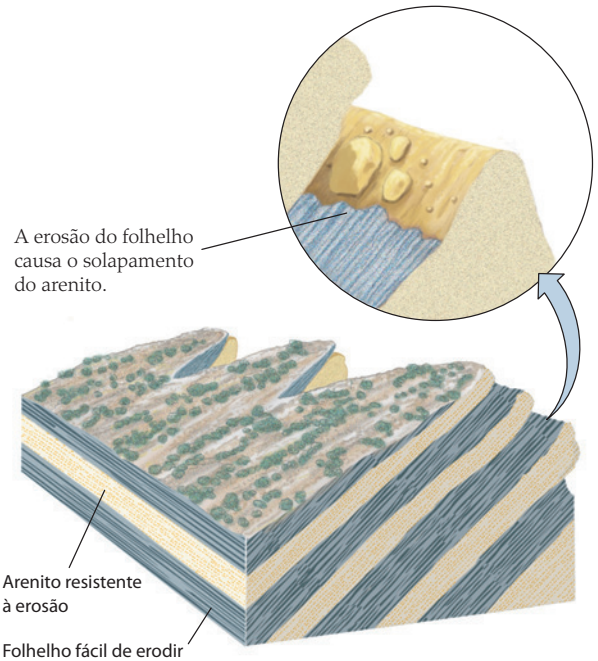



**FIGURA 22.13** ■ A província de vales e cristas apalachiana tem uma topografia estruturalmente controlada caracterizada por anticlinais e sinclinais, produzida pela erosão ao longo de milhões de anos. As cristas proeminentes, representadas em laranja-avermelhado, são preservadas por constituírem-se de rochas sedimentares resistentes à erosão. [Earth Satellite Corp]

(a)




(b)

**FIGURA 22.14** ■ (a) As *cuestas* formam-se onde camadas de rochas resistentes, como o arenito, sofrem solapamento devido à erosão de uma rocha subjacente, mais frágil, como o folhelho. (b) *Cuestas* formadas em rochas inclinadas estruturalmente no Monumento Nacional do Dinossauro, Colorado (EUA). [Marli Miller]

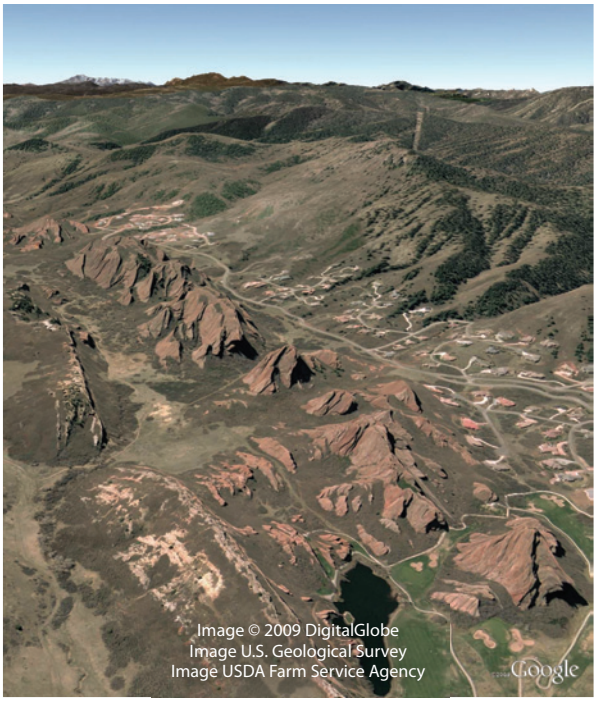



**FIGURA 22.15** ■ Cristas do tipo *hogback* nas Montanhas Rochosas, perto de Roxborough, Colorado (EUA).

Assim, a paisagem é controlada pelas interações de dois geossistemas globais (**Figura 22.16**).

## Processos de retroalimentação entre clima e relevo

Muitas das forças de intemperismo e erosão operam em diferentes taxas e altitudes. Assim, o clima, que varia em função da altitude, controla o intemperismo e a erosão, e, portanto, também modula o soerguimento das cadeias de montanhas.

No Capítulo 16, vimos alguns dos efeitos do clima no intemperismo, na erosão e nos movimentos de massa. O clima influencia as taxas de congelamento e degelo, bem como a expansão e a contração decorrentes do aquecimento e resfriamento das rochas. O clima também afeta a taxa com que a água dissolve os minerais. A precipitação e a temperatura, que são componentes do clima, causam intemperismo e erosão por infiltração, escoamento, fluxo de correntes e a formação de geleiras. Todos esses agentes transportadores ajudam a fragmentar as partículas de rochas e de minerais, carregando-as para os locais mais baixos.

Os altos relevos e elevações aumentam a fragmentação e a ruptura mecânica das rochas, em parte por promoverem congelamento e degelo. Nas altas elevações, onde o clima é frio, as geleiras de montanhas lixam o substrato

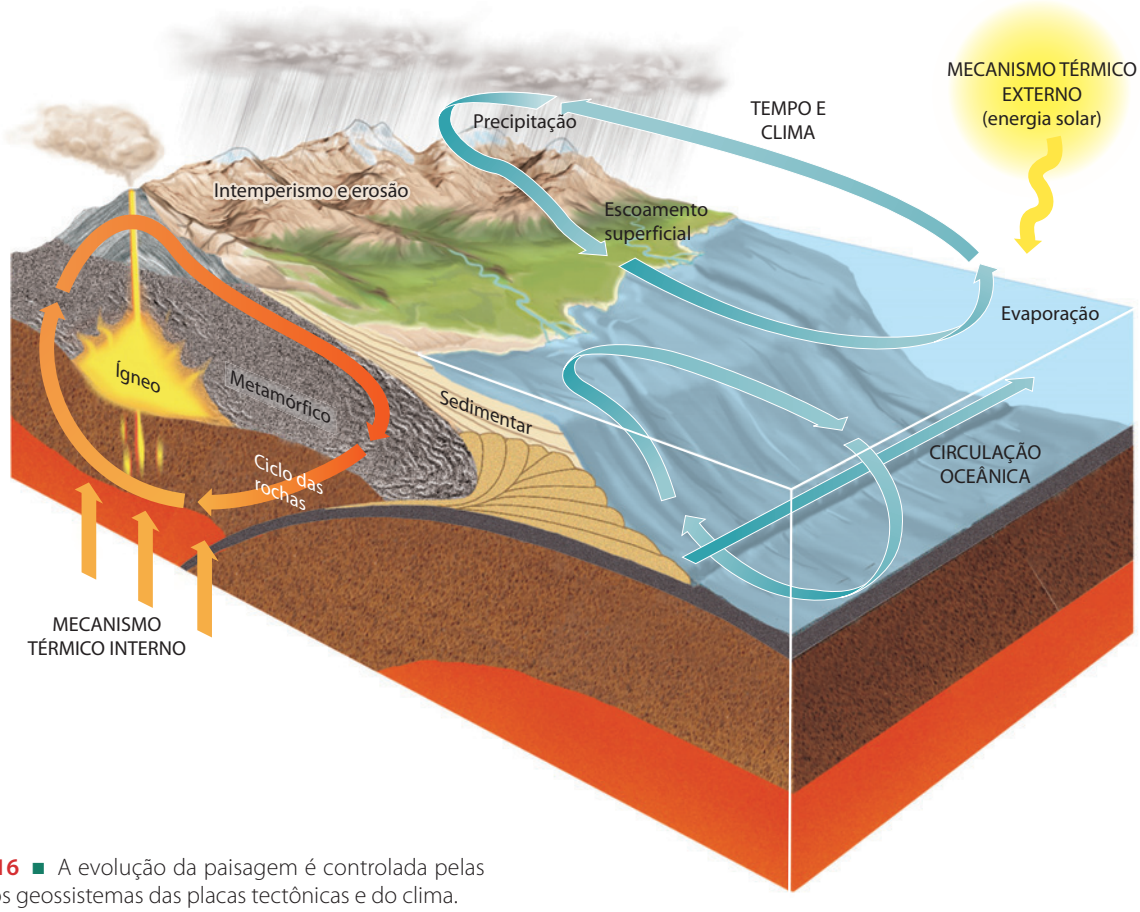



**FIGURA 22.16** ■ A evolução da paisagem é controlada pelas interações dos geossistemas das placas tectônicas e do clima.

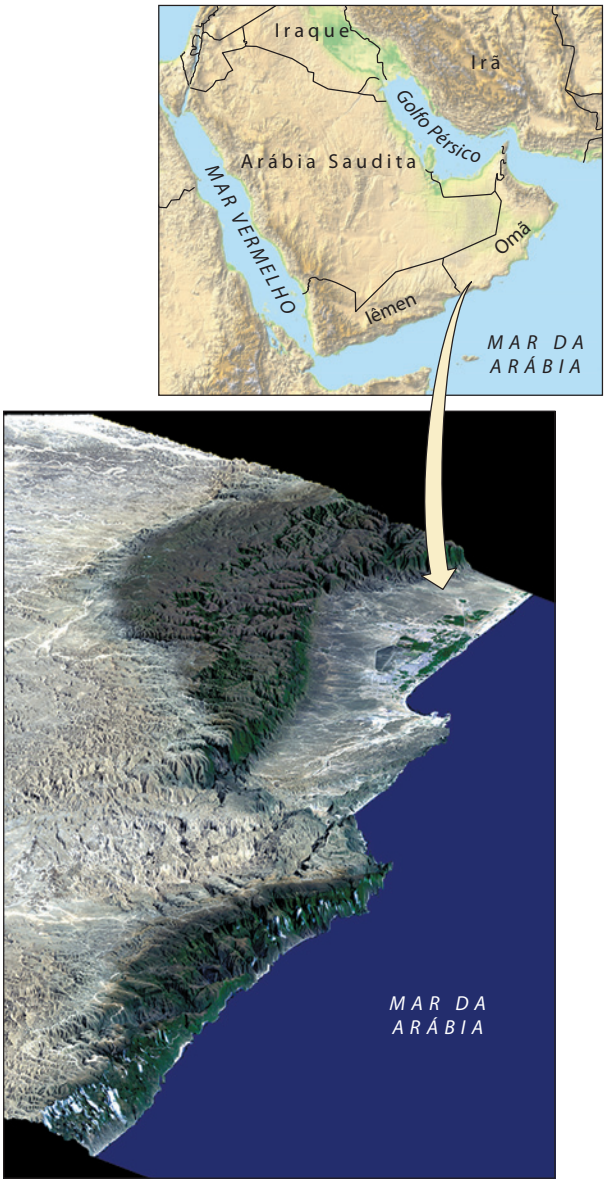



**FIGURA 22.17** ■ Vista a partir do leste do escarpamento no Mar da Arábia, próximo à fronteira Iêmen-Omã. Esta imagem de satélite tridimensional ilustra como a topografia determina o clima local, que, por sua vez, controla a erosão e o desenvolvimento da paisagem. Embora a Península Arábica seja muito árida, o escarpamento fortemente inclinado das Montanhas Qara retira a umidade das chuvas sazonais. A umidade permite que a vegetação natural (verde nas vertentes costeiras das montanhas e nos cânions) e o solo desenvolvam-se (áreas castanho-escuras). Em contraste, as áreas de cores claras são principalmente desertos secos. Esse clima concentra a erosão da vertente costeira da cadeia de montanhas. A erosão intensa, por sua vez, causou o recuo do escarpamento em direção ao interior, da direita para a esquerda. [NASA]

rochoso e formam vales profundos. A água da chuva lubrifica a rocha nas vertentes das montanhas, que movem-se rapidamente por processos de deslizamento e outros tipos de movimentos de massas, expondo a rocha fresca ao ataque do intemperismo. Os rios correm mais rápido nas montanhas do que nas terras mais baixas, e, portanto, erodem e transportam sedimentos mais rapidamente. O intemperismo químico desempenha um papel importante na erosão das altas montanhas, mas a fragmentação mecânica das rochas é tão rápida que a maioria dos fragmentos não aparenta ter sofrido sua ação. Os produtos de decomposição química – materiais dissolvidos e argilominerais – são retirados das vertentes íngremes das montanhas tão logo se formam. A intensa erosão que ocorre nas altas elevações produz uma topografia caracterizada por vertentes íngremes, vales profundos e estreitos, bem como planícies de inundação e divisores de água estreitos (ver Figura 22.9b).

Nos terrenos mais baixos, ao contrário, o intemperismo e a erosão são lentos e os argilominerais produzidos pelo intemperismo químico acumulam-se como solos espessos. A fragmentação física ocorre, mas seus efeitos são pequenos, quando comparados aos do intemperismo químico. A maioria dos rios corre em amplas planícies de inundação, provocando pouco arranque mecânico do substrato rochoso. As geleiras estão ausentes, a não ser nas frias regiões polares. Mesmo em desertos de regiões baixas, os ventos fortes provocam meramente a formação de fragmentos de rochas e afloramentos, em vez de despedaçá-los. Assim, os terrenos baixos tendem a apresentar uma topografia mais suave, com vertentes arredondadas, morros ondulados e planícies (ver Figura 22.9d).

Da mesma forma que o clima afeta a topografia, o inverso também pode ocorrer. Por exemplo, as montanhas podem servir de barreiras às chuvas, com formação de áreas secas nas encostas de sotavento (ver Figura 17.3). As sombras pluviais provocam a erosão preferencial de um dos lados de uma cadeia de montanhas (**Figura 22.17**). Em locais como a Nova Guiné, onde a diferença de precipitação entre as faces de sotavento e barlavento de uma cadeia de montanhas é extrema, os geólogos estimaram que a história do soerguimento das rochas metamórficas soterradas em grande profundidade na crosta é influenciada pela história da precipitação na superfície da Terra.

## Processos de retroalimentação entre soerguimento e erosão

A interminável competição entre os processos tectônicos, que tendem a gerar montanhas e construir relevo, e os processos superficiais, que tendem a demoli-lo, é objeto de intenso estudo por parte dos geomorfólogos. O soerguimento tectônico provoca um aumento da taxa de erosão (**Figura 22.18a**). Quanto mais alto crescerem as montanhas, mais rápida será a erosão que provoca seu desgaste. Enquanto continuar esse processo de crescimento, as elevações permanecem altas ou, então, aumentam. Quando a construção de montanhas torna-se mais lenta, talvez devido a uma mudança na taxa dos movimentos tectônicos, elas crescem mais devagar ou mesmo param totalmente. Quando o crescimento torna-se mais lento ou para, a erosão começa a tornar-se dominante, e as montanhas são

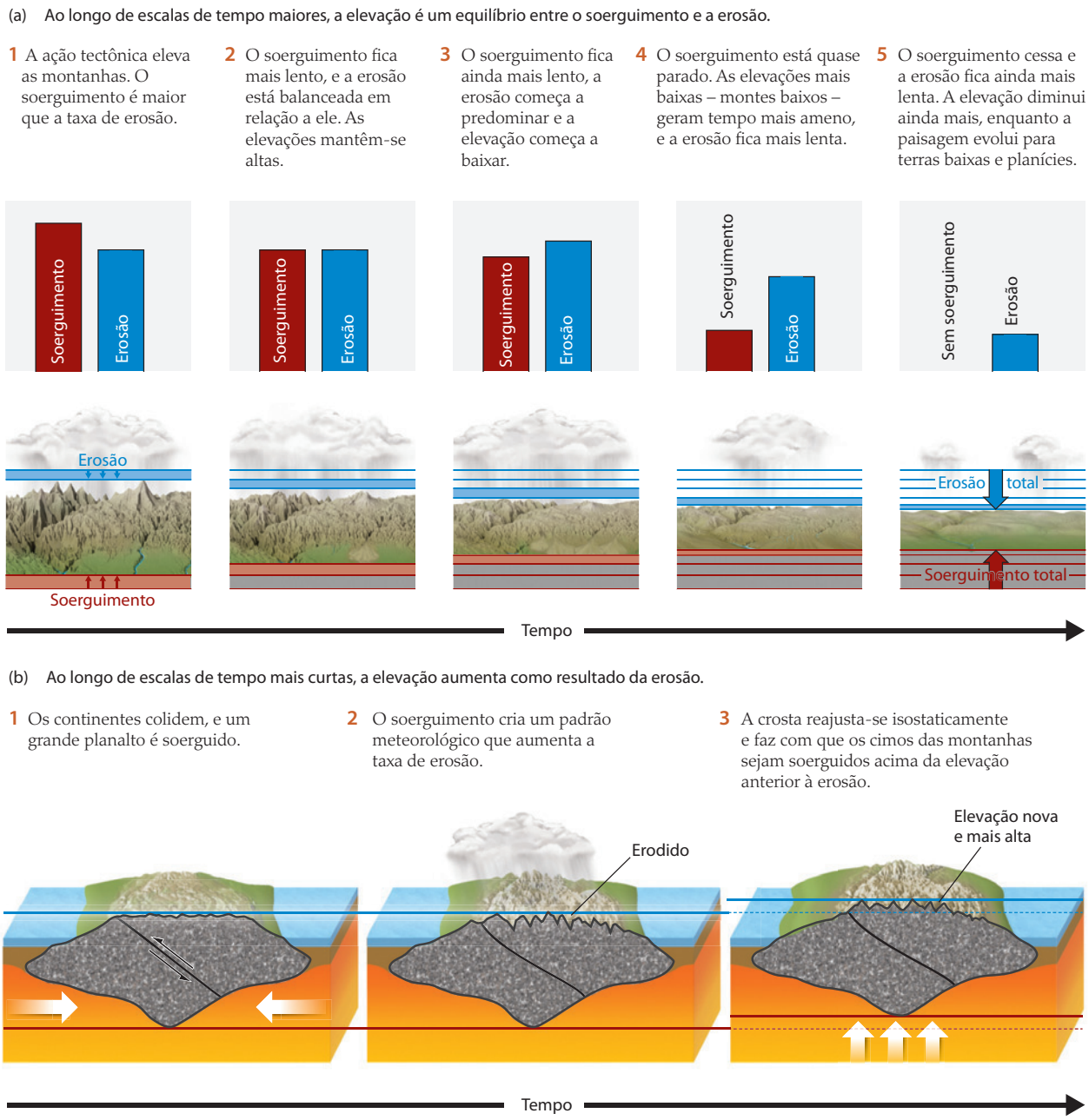



**FIGURA 22.18** ■ A elevação é um equilíbrio entre as taxas de soerguimento tectônico e de erosão. [Fonte: D. W. Burbank and R. S. Anderson, *Tectonic Geomorphology*. Oxford: Blackwell, 2001, p. 9]

desgastadas, originando elevações mais baixas. Esse processo explica por que as montanhas antigas, como os Apalaches, são relativamente mais baixas, quando comparadas com as Montanhas Rochosas, que são muito mais jovens. À medida que as montanhas continuam a ser desgastadas, a erosão também diminui, e todo o processo pode finalmente cessar. Assim, a elevação representa um balanço entre o soerguimento tectônico e a taxa de erosão.

Curiosamente, em escalas de tempo mais curtas, da ordem de milhares a milhões de anos, a tectônica e o clima podem interagir de forma que os cimos das montanhas se tornam *mais altos* como resultado da erosão (ver Figura 22.18b e o Jornal da Terra 22.1). Como vimos, os continentes e as montanhas apoiam-se e flutuam no manto porque são menos densos do que o material mantélico. Sob uma cadeia de montanhas, onde a crosta é mais espessa, uma raiz profunda se projeta no manto e fornece o empuxo necessário. Embora o manto logo abaixo da crosta seja sólido, ao longo de períodos de milhares a milhões de anos, ele flui muito lentamente quando lhe são aplicadas forças (ver Jornal da Terra 14.1). O princípio da isostasia implica que, nesse período de tempo, o man-

## Jornal da Terra

### 22.1 Soerguimento e mudança climática: quem vem antes, o ovo ou a galinha?

Um dos exemplos mais claros de como os sistemas do clima e da tectônica de placas estão interligados é fornecido pelas retroalimentações entre o clima e a elevação dos cinturões de montanhas. Atualmente, há controvérsia sobre o sentido dessas retroalimentações. Alguns geólogos argumentam que o soerguimento tectônico das regiões montanhosas produz mudanças climáticas, enquanto outros defendem a ideia de que as mudanças climáticas possam promover soerguimento tectônico. Esse tipo de debate é bem caracterizado pelo clássico dilema entre o ovo e a galinha: quem veio antes?

O debate sobre soerguimento *versus* clima é alimentado pela observação de que o resfriamento do clima do Hemisfério Norte e o soerguimento do Himalaia e do Planalto do Tibete podem ter sido síncronos. O Planalto do Tibete é uma das mais imponentes feições topográficas da superfície da Terra (ver Figura 22.7). Esse planalto é tão alto e tem uma área tão extensa que influencia os padrões da circulação atmosférica no Hemisfério Norte. A ausência dessa feição topográfica provavelmente resultaria em diferenças climatológicas no Hemisfério Norte da Terra.

A época de resfriamento do Hemisfério Norte está bem calibrada pela idade dos depósitos glaciais e por registros isotópicos das mudanças de temperatura nos sedimentos do mar profundo. Infelizmente, entretanto, o soerguimento do Planalto do Tibete não está bem datado. É nesse ponto que o debate começa. Se o soerguimento precedeu o começo da glaciação, pode-se então argumentar que o soerguimento induzido pela tectônica indiretamente causou a mudança climática. Por outro lado, se o soerguimento ocorreu após o início da glaciação, pode-se então argumentar que as mudanças climáticas provocaram o soerguimento como uma resposta isostática ao aumento das taxas de erosão.

#### Argumento: retroalimentação negativa

A possibilidade de que a construção de montanhas tenha promovido a glaciação do Hemisfério Norte foi reconhecida há mais de 100 anos. Os geólogos que geralmente defendem esse ponto de vista acreditam que vários processos importantes ocorreram durante o soerguimento do Tibete, levando a uma retroalimentação negativa. Nesse cenário, o soerguimento causou uma mudança da circulação atmosférica, a qual levou ao resfriamento do Hemisfério Norte. Isso resultou, então, em um aumento da precipitação, da glaciação e do escoamento superficial dos rios do Himalaia e do planalto. Por sua vez, essas mudanças aumentaram a taxa de intemperismo, provocando remoção de $CO_2$ (um gás de efeito estufa importante) da atmosfera, o que teria causado ainda mais resfriamento e aumento da precipitação, intemperismo e erosão. Ao longo do tempo, as montanhas sofrerão desgaste e suas elevações diminuirão. Efetivamente, um aumento da elevação – a qual então passa a modular o clima – resulta em sua própria diminuição. Esta resposta é uma retroalimentação negativa.

#### Contra-argumento: retroalimentação positiva

Na última década, os geólogos descobriram que as mudanças climáticas podem levar ao soerguimento de regiões montanhosas. Esse cenário inesperado e contrário à intuição envolve um resfriamento inicial do clima, que estimula um aumento nas taxas de precipitação, que, por sua vez, levam ao aumento da erosão pelas geleiras e rios. Na ausência de respostas isostáticas, poder-se-ia prever que um aumento da erosão causaria retroalimentação negativa, rebaixando as cadeias de montanhas. Entretanto, quando a influência da isostasia é considerada, pode-se prever que a erosão traga como resultado um decréscimo do total de massa da cadeia montanhosa, causando o soerguimento das montanhas e a elevação de seus picos até posições novas e mais altas (ver Figura 22.18b). Nessas elevações mais altas, as montanhas produziriam retroalimentação positiva e ajudariam a modificar ainda mais o clima, portanto, aumentando a precipitação e as taxas de erosão e incrementando ainda mais o soerguimento.

to tem pouca resistência e comporta-se como um líquido viscoso, quando forçado a sustentar o peso de continentes e de montanhas. O princípio da isostasia também implica que a costa continental se encurve para baixo à medida que uma cadeia de montanhas se forma, pois com isso esta cadeia sofre um lento afundamento pela ação da gravidade. Quando uma massa suficiente de uma raiz já tiver afundado no manto, a montanha flutua. Porém, se os vales em uma cadeia de montanhas forem aprofundados por erosão, a massa montanhosa diminui e é necessário um volume menor de raízes para a flutuação. Desta forma, à medida que os vales vão sendo erodidos, as montanhas flutuam em direção à superfície. Esse processo, denominado *reajuste isostático*[11], resulta em cimos de montanhas elevados a novas alturas (ver Figura 22.18b). Em escalas de tempo mais longas, entretanto, os cimos de montanhas serão desgastados pela erosão (ver Figura 22.18a).

## Os modelos de evolução da paisagem

Os fortes contrastes na morfologia das paisagens estimularam os primeiros geólogos a especular sobre suas causas. Esses proeminentes e influentes geólogos eram William Morris Davis, Walther Penck e John Hack. Davis acreditava que um primeiro pulso de soerguimento tectônico seria sucedido por um longo período de erosão e que a morfologia da paisagem dependeria principalmente da

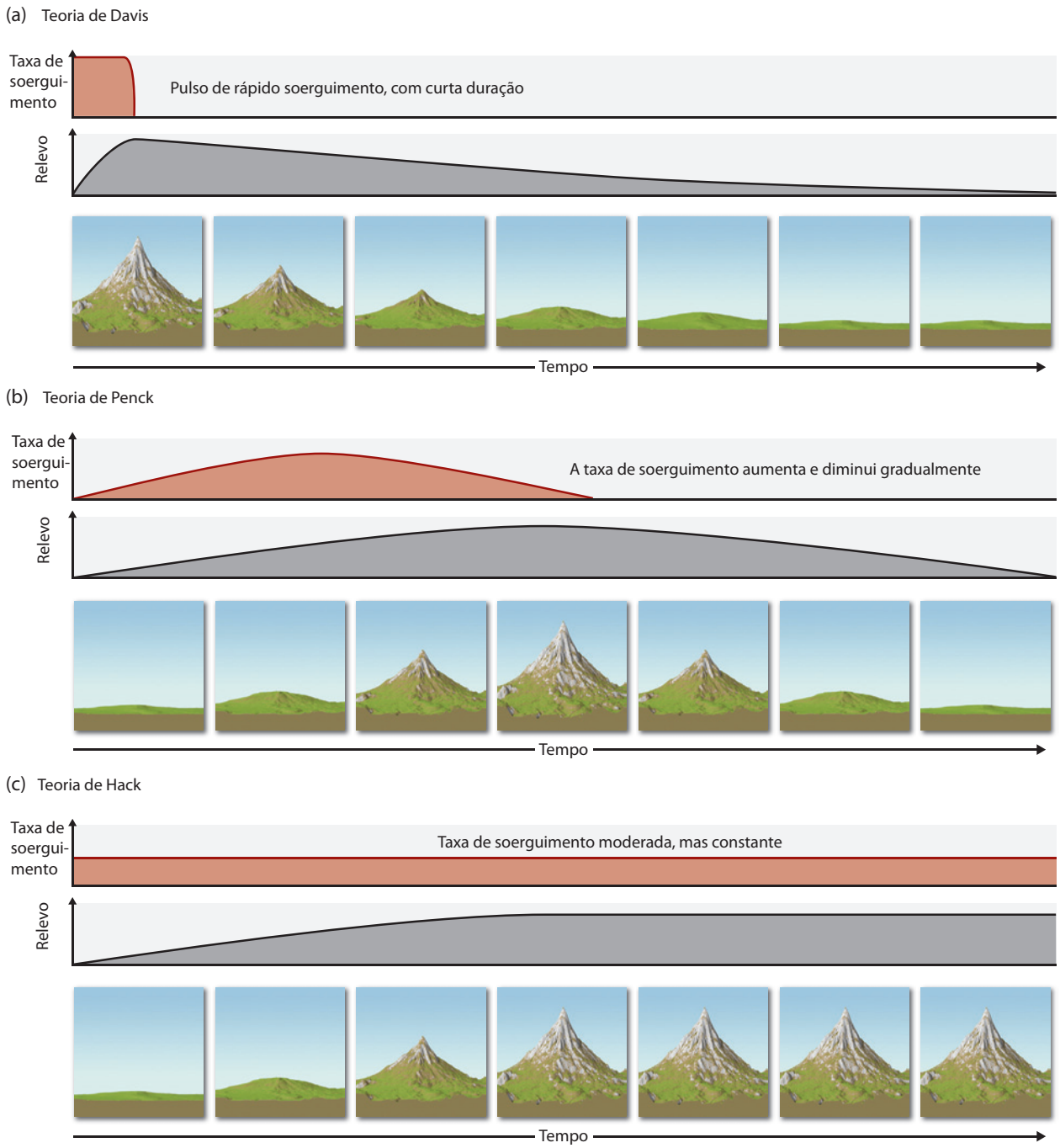



**FIGURA 22.19** ■ Os modelos clássicos de evolução da paisagem resultantes do soerguimento tectônico e da erosão. [Fonte: D. W. Burbank and R. S. Anderson, *Tectonic Geomorphology*. Oxford: Blackwell, 2001, p. 5]

idade geológica. A visão de Davis foi tão predominante no início do século XX que obscureceu a hipótese contemporânea de Walther Penck, o qual propôs que o soerguimento tectônico compete com a erosão para controlar a morfologia da paisagem. Na década de 1960, outra ruptura conceitual aconteceu, quando John Hack reconheceu que o soerguimento não poderia aumentar a elevação acima de um limite crítico, mesmo que operasse por longos períodos de tempo. As montanhas, na ausência de erosão, entrariam em colapso devido ao seu próprio peso.

As concepções modernas sobre a evolução das paisagens incorporam partes de todas essas ideias pioneiras e advogam a existência de uma progressão da forma da paisagem como sendo dependente do tempo. Hoje os geólogos entendem que a evolução das paisagens depende fortemente da *escala de tempo* na qual ocorrem as mudanças

geomorfológicas. A importância dos diferentes processos modificadores da paisagem varia como uma função do intervalo de tempo no qual se observa a mudança na paisagem. Por exemplo, variações no clima foram um fator muito importante na evolução da paisagem durante os últimos 100 mil anos, mas representam apenas um fator minoritário em escalas de tempo de 100 milhões de anos. Nesses longos intervalos de tempo geológico, a história de soerguimento tectônico é provavelmente muito mais importante.

## O ciclo de Davis: o soerguimento é seguido pela erosão

William Morris Davis, um geólogo de Harvard do início do século XX, estudou montanhas e planícies no mundo inteiro. Ele propôs um *ciclo de erosão* que progride desde as montanhas altas e íngremes, formadas tectonicamente na juventude, passando pelas formas arredondadas da maturidade e chegando até as planícies desgastadas, típicas da estabilidade tectônica e do estágio senil (**Figura 22.19a**). Davis acreditava que o ciclo começaria por um pulso de soerguimento tectônico forte e rápido. Toda a topografia seria então formada durante esse primeiro estágio. A erosão desgastaria a topografia até uma superfície relativamente plana, nivelando todas as estruturas e diferenças existentes no substrato rochoso. Davis encarou as superfícies planares das extensivas discordâncias como evidências da existência dessas planícies em tempos geológicos passados. Nesses planos, a existência de um ou outro monte isolado poderia representar os restos não erodidos de antigas elevações altas. A maioria dos geólogos da época aceitou a hipótese de Davis, que sugeria que as montanhas são repentinamente elevadas, em curtos períodos de tempo, permanecendo, então, tectonicamente fixas, à medida que a erosão vai desgastando-as. O ciclo de Davis foi aceito em parte porque os geólogos acreditavam ser possível encontrar muitos exemplos do que pareciam ser os diferentes estágios de juventude, maturidade e senilidade.

## O modelo de Penck: a erosão concorre com o soerguimento

O ponto de vista de Davis foi desafiado por seu contemporâneo, Walther Penck, o qual propôs que a magnitude da deformação tectônica e do soerguimento aumenta gradualmente até um clímax e, então, diminui lentamente (Figura 22.19b). Infelizmente, Davis, com sua estatura profissional mais elevada e estilo prolífico de publicação, foi capaz de promover suas próprias ideias de forma muito mais efetiva. As ideias de Penck só foram notadas de forma ampla na década de 1950, mais de duas décadas após a morte de Davis.

Penck propôs que os processos geomórficos superficiais atacam as montanhas em processo de soerguimento durante todo o tempo em que este ocorre. Por fim, à medida que a taxa de deformação diminui, as taxas de erosão predominam em relação às de soerguimento, o que resulta em uma diminuição gradacional do relevo e da elevação média. Esse modelo representou uma ruptura conceitual por ter reconhecido que a evolução da paisagem pode resultar de uma competição entre soerguimento e erosão. O modelo de Davis, diferentemente, enfatizou a distinção

**QUADRO 22.1** Métodos para a datação absoluta da paisagem

| Método | Intervalo de validade (em anos antes do presente) | Materiais necessários |
|---|---|---|
| RADIOISOTÓPICOS | | |
| Carbono-14 | 35.000 | Madeira, conchas |
| Urânio/tório | 10.000 – 350.000 | Carbonatos (corais) |
| Termoluminescência (TL) | 30.000 – 300.000 | Quartzo com diâmetro silte |
| Luminescência estimulada opticamente | 0 – 300.000 | Quartzo com diâmetro silte |
| COSMOGÊNICOS | | |
| Berílio-10 e alumínio-26 *in situ* | 3 – 4 milhões | Quartzo |
| Hélio, neônio | Ilimitado | Olivina, quartzo |
| Cloro-36 | 0 – 4 milhões | Quartzo |
| QUÍMICOS | | |
| Tefrocronologia | 0 – vários milhões | Cinza vulcânica |
| PALEOMAGNÉTICOS | | |
| Identificação de mudanças de polaridade | > 700.000 | Sedimentos finos, derrames vulcânicos |
| Variações seculares | 0 – 700.000 | Sedimentos finos |
| BIOLÓGICOS | | |
| Dendrocronologia | 10.000 | Madeira |

*Fonte*: D.W. Burbank and R.S. Anderson, *Tectonic Geomorphology*. Oxford: Blackwell, 2001, p. 39.

temporal entre esses dois processos. Para este modelo, a idade da paisagem era o determinante primário da forma.

A escolha entre teorias de evolução da paisagem alternativas requer a determinação de taxas de soerguimento e de erosão nos processos de construção de montanhas. As novas tecnologias, como o sistema de Posicionamento Global (GPS) e interferometria por radar produziram mapas espetaculares de deformação crustal e de taxas de soerguimento. Novos métodos de datação (Quadro 22.1) ajudaram a determinar a idade de superfícies geomorfologicamente importantes, como terraços fluviais (ver Figura 18.27) com idades de até 1 milhão de anos.

Um promissor esquema de datação, dentre os novos métodos, baseia-se no fato de que os raios cósmicos, ao penetrarem por um metro na camada exposta de rocha ou de solo, levam à produção de quantidades muito pequenas de certos isótopos radioativos. Um deles é o berílio-10, que se acumula mais à medida que a rocha ou o solo são expostos, e em menor quantidade se o material é soterrado profundamente. Os geólogos utilizaram o Be-10 para comparar idades de terraços fluviais do rio Indo nas Montanhas do Himalaia. Eles plotaram as mudanças de altitude *versus* o tempo para determinar as taxas médias de erosão e de soerguimento. Assim, descobriu-se que as taxas de erosão fluvial no Himalaia variavam entre 2 mm e 12 mm por ano (ver Geologia na Prática nas páginas 638-639). Em outros locais, as taxas de soerguimento tectônico medidas foram da mesma magnitude, variando de 0,8 mm a 12 mm por ano.

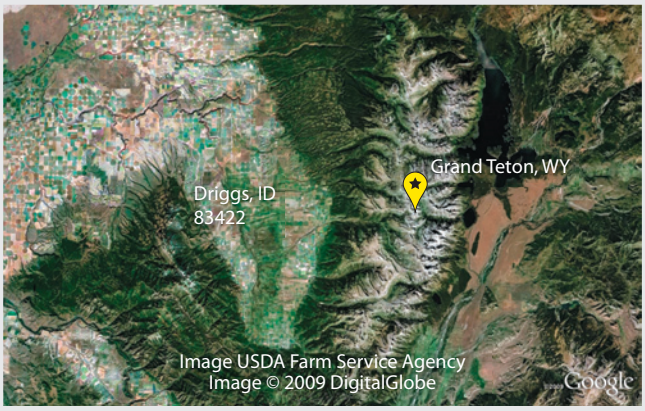
## O modelo de Hack: a erosão e o soerguimento atingem o equilíbrio

John Hack elaborou a ideia de que a erosão compete com o soerguimento. Ele acreditava que, quando as taxas de soerguimento e de erosão mantêm-se por um período de tempo longo, a evolução da paisagem atingirá um balanço ou equilíbrio dinâmico (Figura 22.19c). Durante esse período de equilíbrio, as formas de paisagem podem sofrer ajustes pouco significativos, mas a paisagem, no geral, permanecerá basicamente a mesma.

Hack reconheceu que a altura das montanhas não poderia aumentar para sempre, mesmo que as taxas de soerguimento fossem extremamente altas. As rochas quebram-se, quando suficientes tensões diferenciais são aplicadas, e, dessa forma, torna-se claro que, se as montanhas tornarem-se mais íngremes do que o ângulo de repouso, entrarão em colapso devido ao seu próprio peso. Assim, com a continuidade do soerguimento até valores superiores a um limite crítico, as rupturas das vertentes e os movimentos de massas, sozinhos, evitarão maiores aumentos da elevação. Consequentemente, as taxas de soerguimento e de erosão chegam a um balanço de longo prazo. Diferentemente dos modelos de Davis e Penck, o modelo de Hack não requer a diminuição das taxas de soerguimento.

Uma implicação fascinante do modelo de Hack é que a geomorfologia não precisa de forma nenhuma evoluir, se as taxas de soerguimento e de erosão estiverem balanceadas. Entretanto, a história da Terra ensina-nos que, qualquer coisa que suba, tem de descer. Em se tratando de longos períodos de tempo, os modelos de Davis e de Penck descrevem com maior precisão as mudanças finais das formas das paisagens. Quando a erosão excede o soerguimento, as vertentes tornam-se cada vez mais arredondadas (ver Figura 22.18a). Pelo fato de poucas áreas do mundo permanecerem tectonicamente quietas por períodos de até 100 milhões de anos, a planície de erosão perfeitamente plana, como Davis propôs, poderia raramente formar-se na história da Terra. O modelo de equilíbrio dinâmico de Hack talvez seja o mais apropriado para as paisagens de áreas tectonicamente ativas onde uma taxa de soerguimento particular possa ser mantida por 1 milhão de anos ou mais.

## *Projeto no Google Earth*



Vento, água, gelo e gravidade podem erodir materiais e transportá-los através da superfície terrestre, influenciando a forma das paisagens. Muitas localizações no interior do oeste dos Estados Unidos passaram por esses processos na história geológica recente, que deixou marcas nítidas na forma de paisagens singulares e espetaculares. Uma vez que tais paisagens destacam-se na superfície terrestre, podemos usar o Google Earth para avaliar suas características específicas. Viajando até a Cordilheira Teton, o Vale da Morte e o leste da Sierra Nevada, podemos compreender o impacto dramático da elevação e do relevo em uma paisagem. Pela movimentação ao longo do rio Gunnison, no Estado do Colorado (EUA), podemos ver a paisagem incrível que pode emergir da interação única entre mudança climática, soerguimento tectônico e rochas de vários tipos.

***LOCALIZAÇÃO*** Cordilheira Teton, Wyoming; Vale da Morte, Califórnia; Leste de Sierra Nevada, Califórnia; rio Gunnison, Colorado; rio Susquehanna, Pensilvânia.

***OBJETIVO*** Avaliar a interação entre soerguimento e erosão na criação de paisagens únicas.

***REFERÊNCIA*** Figura 22.3, Figura 22.8 e Figura 22.13

1. A Cordilheira Teton, em Wyoming, é famosa por suas montanhas irregulares, com cristais em forma de lâminas afiadas. Sua forma é o resultado do soerguimento e da erosão ao longo das escalas de tempo geológico. Logo a oeste está a planície do rio Snake, com elevação muito menor, que é plana o bastante para que haja produção agrícola. A uma altitude de 10 km, localize Grand Teton, o maior pico da cordilheira, em 43°44′28,5″ N, 110°48′08,5″ W, e compare sua elevação com a do município de Driggs, Wyoming, na planície a oeste. Observe essas elevações e meça a distância horizontal entre as duas localizações. Qual é o declive do sopé ocidental da montanha neste local?
   *a.* 1,025
   *b.* 0,030
   *c.* 0,290
   *d.* 0,095

2. Todos os anos, no mês de julho, participantes da Ultramaratona de Badwater correm do ponto mais baixo dos Estados Unidos (Badwater) até a base da montanha mais alta da porção continental dos Estados Unidos (Monte Whitney). Centenas de pessoas competem, e o vencedor geralmente conclui a corrida de 217 km em aproximadamente 24 horas. Felizmente, os atletas não precisam correr até o cume do Monte Whitney, embora a corrida tenha sido originalmente concebida para que isso ocorresse. Para começar a ter uma ideia dos desafios singulares dessa corrida, localize o cume do Monte Whitney, na Califórnia, e determine sua elevação máxima. Compare-a com a elevação do eixo da Bacia de Badwater no Vale da Morte, Califórnia, ao leste. Qual é o relevo entre esses dois pontos?
   *a.* 4500 m
   *b.* 4000 m
   *c.* 3500 m
   *d.* 3000 m

3. Agora vá até Gunnison, Colorado, no sul das Montanhas Rochosas. Logo a oeste do município existe um corpo longo de água chamado de Reservatório de Blue Mesr. Imediatamente ao sul desse reservatório, pode-se ver algumas feições perpendiculares à linha de costa. Essas feições são geradas por taxas diferenciais de erosão de vários tipos de rochas, que são arenitos e siltitos intercalados horizontalmente. Pode ser útil inclinar o enquadramento para avaliar o relevo dessas feições. Com base na investigação feita dessa área, como você descreveria as feições dessa paisagem?
   *a.* Planaltos
   *b.* Mesas
   *c.* Cristas
   *d.* Anticlinais

4. Movendo-se para o oeste, aproximadamente a 30 km do Reservatório de Morrow Point, você encontrará o Black Canyon do rio Gunnison, um tributário do rio Colorado. Sua história geológica está relacionada com a de todo o Planalto do Colorado. Como os rios frequentemente respondem ao soerguimento tectônico com o corte de um cânion, os geólogos podem, por vezes, usar a taxa de incisão como um valor aproximado para a taxa de soerguimento que o gerou. A uma altitude de 4 km, navegue para 38°32′29″ N, 107°40′00″ W e meça a elevação nessa localização. Sabe-se que os canais de pequenos rios, como este, contêm cascalhos misturados com cinza vulcânica. A datação desses minerais gera um tempo de deposição estimado há 640 mil anos. Tanto os cascalhos como a cinza foram cortados pelo rio Gunnison desde sua deposição. Pela determinação da diferença entre a elevação em que essa cinza vulcânica foi depositada e a elevação do canal fluvial moderno, pode-se calcular a taxa média para essa parte do Planalto do Colorado. Qual é essa taxa?

*a.* 0,0625 cm/ano
*b.* 155 cm/ano
*c.* 0,00045 cm/ano
*d.* 5 cm/ano

### *Pergunta-desafio opcional*

5. Agora, viaje para o leste dos Estados Unidos e localize Millersburg, Pensilvânia. Com uma altitude de 110 km, observe a tendência única dos topos da cordilheira, que fazem um zigue-zague para frente e para trás nessa paisagem. Esses padrões são característicos de dobras representadas por anticlinais e sinclinais, que estão se precipitando para dentro e para fora da superfície continental. Olhe em detalhe o caminho do rio Susquehanna. Como você acha que o trajeto do rio foi afetado pela topografia do vale e da crista criada pelas dobras?
   *a.* O rio é forçado a fazer uma curva em torno das cristas.
   *b.* O rio ignora as cristas e corta através delas.
   *c.* Há evidências dos dois processos.
   *d.* Cada crista é tão resistente que forma uma queda d'água ao longo do curso do rio.

## RESUMO

***Quais são os principais componentes das paisagens?*** A paisagem é descrita em termos da topografia, que inclui a elevação, que é a distância vertical acima ou abaixo do nível do mar, e o relevo, que é a diferença entre os pontos mais baixo e mais alto de uma região. Na paisagem, podem-se também distinguir as diversas formas de relevo produzidas por erosão e sedimentação por rios, geleiras, movimentos de massas de terra e vento. As formas de relevo mais comuns são as montanhas e montes, os planaltos e as vertentes e cristas com controle estrutural – todas formadas pela atividade tectônica modificada pela erosão.

***Como os sistemas do clima e da tectônica de placas interagem para controlar a paisagem?*** A paisagem é determinada pela tectônica, pelo intemperismo, pela erosão e pela resistência à erosão. A tectônica, causada pelos movimentos das placas, eleva as montanhas e expõe as rochas. A erosão esculpe o substrato rochoso, formando vales e vertentes. O clima, por sua vez, afeta as taxas de intemperismo e erosão. Variações climáticas e no tipo de substrato rochoso modificam fortemente a evolução da paisagem, tornando as paisagens desérticas e glaciais muito distintas.

***Como as paisagens evoluem?*** A evolução das paisagens depende muito da competição entre as forças de soerguimento e as forças erosivas. As paisagens iniciam sua evolução com o soerguimento tectônico, que, por sua vez, estimula a erosão. Quando as taxas de soerguimento tectônico são altas, as taxas de erosão também podem ser altas, mas, de qualquer forma, as montanhas serão altas e íngremes. À medida que as taxas de soerguimento diminuem, as taxas de erosão serão ainda altas; a superfície do terreno será rebaixada e as vertentes serão arredondadas. Quando as taxas de soerguimento chegam a zero, a erosão torna-se dominante e desgasta as antigas montanhas até que se tornem morros suaves e planícies amplas.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

área voçorocada ou ravinada (p. 637)
*cuesta* (p. 639)
curva de nível (p. 630)
elevação (p. 630)
energia da corrente (p. 634)
forma de relevo (p. 633)
geomorfologia (p. 630)
*hogback* (p. 639)
mesa (p. 634)
planalto (p. 634)
relevo (p. 631)
topografia (p. 630)

## EXERCÍCIOS

1. Cite três exemplos de formas de relevo.
2. O que é relevo e como se relaciona com a elevação?
3. Por que o relevo varia de acordo com a escala da área em que foi considerado?
4. Como os falhamentos e o soerguimento controlam a topografia?
5. Compare os diferentes processos erosivos em áreas topograficamente altas e baixas.
6. Como a declividade do leito fluvial e a vazão afetam a energia da corrente?
7. Como o clima afeta a topografia e vice-versa?
8. Como o balanço entre tectônica e erosão afeta a altura das montanhas?
9. Em que regiões da América do Norte os movimentos das placas tectônicas ativas afetam, atualmente, a paisagem?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. Os topos de duas cadeias de montanhas têm diferentes elevações: a cadeia A tem cerca de 8 km de altura e a cadeia B tem cerca de 2 km. Sem saber mais nada a respeito dessas cadeias de montanhas, você poderia fazer uma suposição inteligente sobre as idades relativas do processo de formação das mesmas?
2. Suponha que você tem de caminhar uma distância de 1 km, desde um vale fluvial até o topo de uma montanha de 2 km de altitude, em duas situações: (a) em uma área tectonicamente ativa; (b) em uma área tectonicamente inativa. Em qual das duas áreas a subida seria mais íngreme?
3. Uma cadeia de montanhas jovem, com idade, tipo de rocha e estrutura uniformes, estende-se desde uma área bem ao norte, onde o clima é muito frio, passa por uma região temperada e chega até uma região ao sul, onde o clima é tropical chuvoso. Quais seriam as diferenças na topografia dessa cadeia de montanhas, em cada um dos climas?
4. Descreva as principais formas de relevo em uma região úmida e baixa com substrato calcário.
5. Em que paisagens você esperaria encontrar lagos?
6. Que mudanças na topografia do Himalaia e do Planalto do Tibete você poderia predizer para os próximos 10 milhões e 100 milhões de anos?
7. Que mudanças na paisagem das Montanhas Rochosas do Colorado poderiam resultar de uma mudança do clima atual, que é temperado e um pouco seco, para um clima mais quente e com um grande aumento na pluviosidade?
8. Em curtos períodos de tempo (milhares de anos), o soerguimento isostático pode, temporariamente, levantar as montanhas até elevações mais altas. Entretanto, em longos períodos de tempo (milhões de anos), a continuidade da erosão reduzirá esses picos a elevações progressivamente mais baixas. Quando isso acontece, o que ocorre com a profundidade da base da litosfera continental sob as montanhas, de acordo com o conceito de equilíbrio isostático? Essa profundidade aumentará ou diminuirá, à medida que as montanhas forem erodidas?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Os autores por dialetismo chamam de "paisagem" apenas os aspectos geológicos e geomorfológicos, que são entendidos na ciência das paisagens, como pertencentes "geopaisagem". Por sua vez, os aspectos bióticos da paisagem são referidos como "biopaisagem". Assim, para a ciência da ecologia de paisagem, a paisagem total é composta por todos esses aspectos e também aquele inseridos pelas modificações humanas.

[2] Também denominadas "curvas de contorno".

[3] No original, *Digital Elevation Model* (DEM).

[4] No original, *contiguous United States*, o que se refere ao território dos Estados Unidos, exceto os Estados do Havaí e territórios como Porto Rico, Guam, etc.

[5] Além disso, predominam, nos planaltos, os processos erosivos em relação aos processos de acumulação.

[6] No Brasil, esses relevos são também chamados de "chapada", "chapadão" e "tabuleiro", entre outras designações.

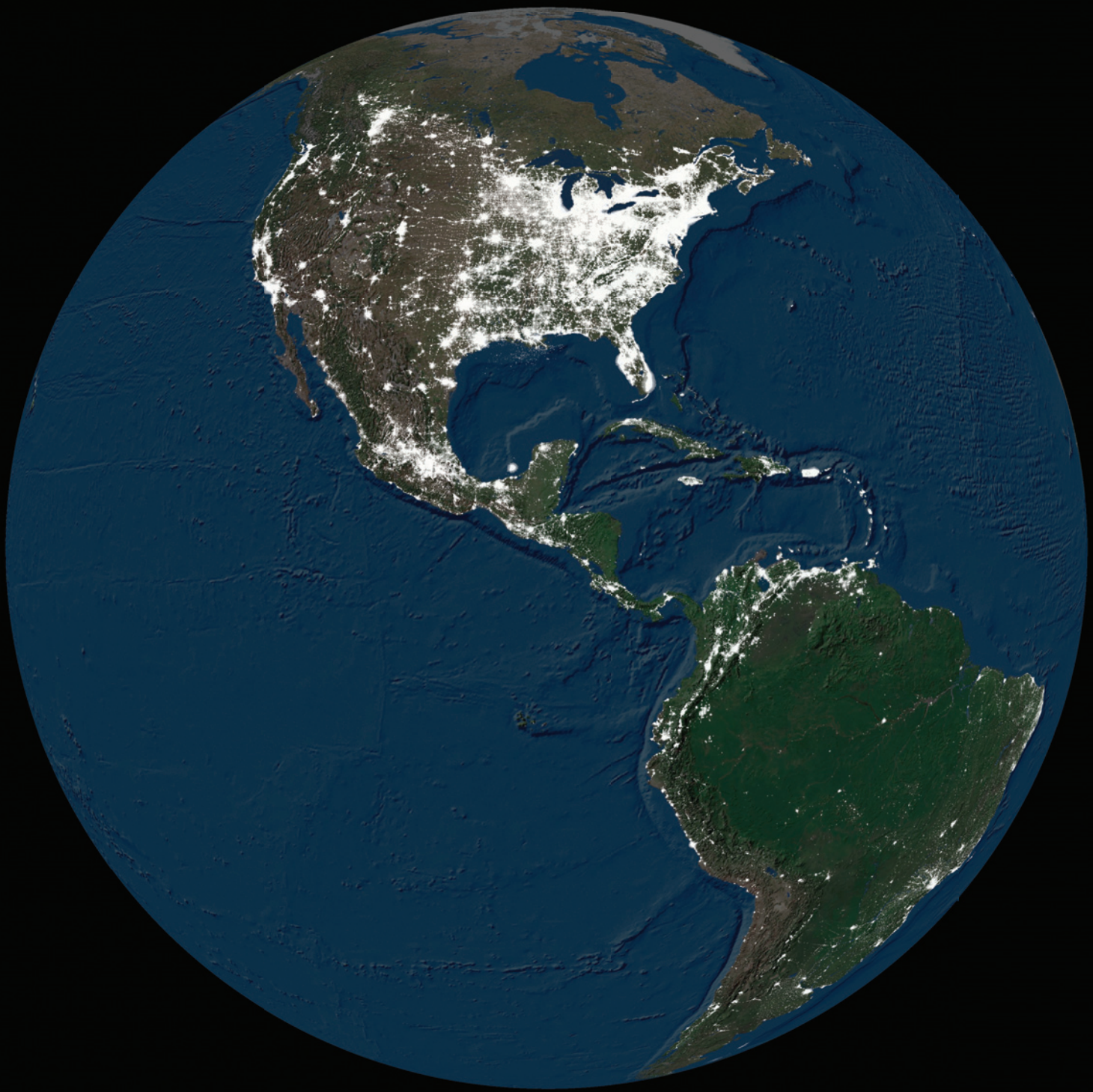
[7] Em inglês, *badland*, eventualmente não traduzido na literatura técnica.

[8] Também conhecida como "erosão por *gully*".

[9] Este tipo de relevo é também referido na literatura técnica mais antiga como "relevo apalachiano".

[10] O vocábulo *hogback* (pronuncia-se [hog'bæk]) não tem sido traduzido na literatura técnica brasileira.

[11] Em inglês, *isostatic rebound*.



# 23

# O Impacto Humano no Ambiente da Terra

A civilização como um geossistema global ■ 654
Os recursos de combustíveis fósseis ■ 659
Recursos energéticos alternativos ■ 667
Mudança global ■ 672
Engenharia e gestão do sistema Terra ■ 679

Nos capítulos anteriores, aprendemos como um maior entendimento do sistema Terra pode melhorar a condição humana. Mas o progresso da civilização não pode ser admitido como certo. A população humana está crescendo a uma taxa fenomenal, e os recursos naturais da Terra são necessariamente limitados. As condições ambientais e a prosperidade geral não estão melhorando em algumas partes do mundo, e os prospectos de mudanças prejudiciais no meio ambiente global dão o que pensar. O equilíbrio entre os benefícios do uso de nossos recursos naturais e os custos dessa utilização – como danos aos geossistemas que nos dão suporte – suscita novos desafios para as geociências e a sociedade.

**Neste capítulo final, investigamos os recursos energéticos que movem nossa economia e examinamos como a utilização desses recursos afeta o meio ambiente. Nosso foco recai sobre dois dos mais prementes problemas da civilização: o esgotamento do petróleo como recurso energético e a potencial mudança climática que resulta de nossas atividades econômicas.**

Nossa economia depende da queima de um recurso energético não renovável (combustíveis fósseis), que produz um gás de efeito estufa potencialmente nocivo (dióxido de carbono). Essa realidade desolada apresenta algumas questões difíceis. Quanto tempo os recursos de combustíveis fósseis vão durar? Até que ponto o aumento das concentrações atmosféricas de dióxido de carbono causado pela queima de combustíveis fósseis afeta o clima global? Com que velocidade precisaremos substituir os combustíveis fósseis por fontes energéticas alternativas? Essas questões têm dimensões políti-

A América do Sul e do Norte à noite, mostrando as luzes de nossa civilização globalizada e com uso intenso de energia. [Imagem e processamento de dados do Centro Nacional de Dados Geofísicos do NOAA, Earth Observation Group (http://www.ngdc.noaa.gov/dmsp)]

cas e econômicas que se estendem além das ciências da Terra, portanto, não têm respostas estritamente científicas. Apesar disso, as decisões que fizermos como sociedade devem ser baseadas em nossas melhores e mais realísticas previsões científicas sobre como o sistema Terra mudará nas próximas décadas e séculos. Previsões razoáveis somente podem ser feitas se incluirmos a civilização humana como parte do sistema Terra.

## A civilização como um geossistema global

O hábitat humano é uma interface tênue onde a Terra encontra o céu, onde os geossistemas globais – do clima, da tectônica de placas e do geodínamo – interagem para fornecer um meio ambiente que suporte a vida. Aumentamos nosso padrão de vida com a descoberta de modos mais inteligentes de explorar esse meio ambiente: o cultivo de alimentos, a extração de minerais, a construção de infraestruturas, o transporte de materiais e a manufatura de bens de todos os tipos. Um dos resultados foi uma explosão na população humana.

No início do Holoceno, cerca de 10 mil anos atrás, quando o clima estava aquecendo e a agricultura começou a florescer pela primeira vez, aproximadamente 100 milhões de pessoas viviam no planeta (**Figura 23.1**). Aquela população crescia lentamente, sendo necessários 5 mil anos para ser duplicada. A primeira duplicação, para 200 milhões, foi atingida no começo da Idade do Bronze, quando os humanos aprenderam a minerar e a refinar minérios para transformá-los em metais, como cobre e estanho (dos quais o bronze é uma liga). A segunda duplicação, para 400 milhões, só foi atingida no fim da Idade Média. Porém, assim que a industrialização começou, no início do século XIX, a população global realmente decolou, atingindo um bilhão em 1804, dois bilhões em 1927 e quatro bilhões em 1974. Em meados do século XX, o tempo de duplicação da população humana caiu para apenas 47 anos – menos do que o tempo de uma vida humana. Em torno de 6,8 bilhões de pessoas estavam vivas em 2009, e espera-se que esse número atinja oito bilhões em 2028.

À medida que o aumento nossa população explodia, nosso apetite por energia e outros recursos naturais tornou-se voraz. A demanda de recursos naturais está disparando conforme a civilização se expande, e pessoas de todo o mundo se esforçam para melhorar a qualidade de suas vidas. Nossa utilização de energia, por exemplo, aumentou em 1.000% nos últimos 70 anos e agora está subindo duas vezes mais rápido do que a população humana. A imagem da Terra vista do espaço na fotografia de abertura deste capítulo mostra uma rede luminosa de urbanização energizada espalhando-se rapidamente pela superfície do planeta.

A civilização humana alterou o meio ambiente por meio do desmatamento, da agricultura e de outras mudanças no uso da terra desde sua origem. Mas nossos efeitos em épocas remotas ficavam geralmente restritos a hábitats regionais. Atualmente, a produção energética em escala industrial possibilita aos humanos competirem com os sistemas do clima e da tectônica de placas para modificar o meio ambiente da superfície terrestre, conforme ilustrado por algumas observações surpreendentes:

- Represas e reservatórios construídos por humanos agora aprisionam cerca de 30% dos sedimentos transportados pelos rios mundiais.
- Na maioria dos países desenvolvidos, operários de construção movimentam mais toneladas de solo e

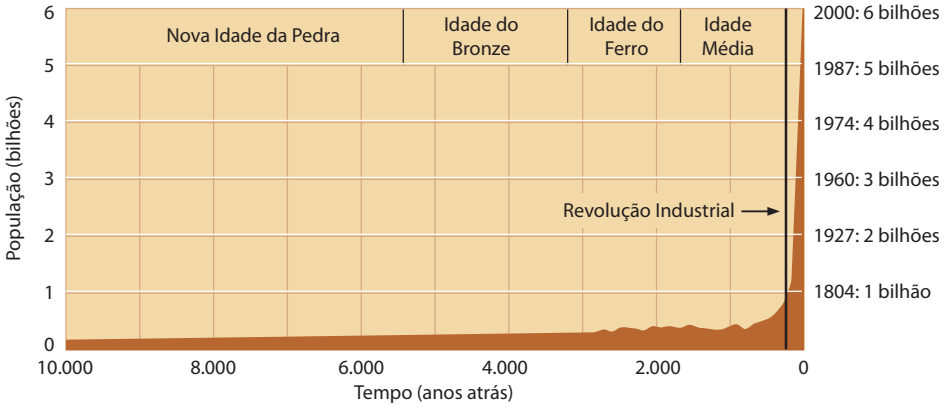



**FIGURA 23.1** ■ Crescimento da população humana nos últimos 10 mil anos. Espera-se que a população humana atinja 8 bilhões em 2028.

rocha por ano do que todos os processos erosivos naturais combinados.

- Cinquenta anos após a invenção do fréon, um gás refrigerativo artificial, uma porção suficiente dele vazou de refrigeradores e condicionadores de ar e flutuou para a atmosfera superior, danificando a camada de ozônio protetora da Terra.
- Os humanos converteram aproximadamente um terço da área florestal do mundo em outros usos da terra, basicamente agricultura, nos últimos 50 anos.
- Desde o começo da Revolução Industrial no início do século XIX, o desmatamento e a queima de combustíveis fósseis aumentaram a concentração de dióxido de carbono na atmosfera em quase 40%.

Não somos apenas parte do sistema Terra; estamos transformando o modo como o sistema Terra funciona, talvez de forma crucial. Em um instante geológico, a civilização humana desenvolveu-se em um geossistema global completo.

## Recursos naturais

O termo **recursos naturais** refere-a à energia, água e matérias-primas utilizadas pela civilização humana que estão disponíveis no meio ambiente natural. **Recursos renováveis** são os recursos naturais continuamente produzidos no meio ambiente; por exemplo, se cortarmos uma floresta para obter madeira, ela pode ser replantada e novamente cortada. **Recursos não renováveis** são os recursos naturais que estamos consumindo mais rapidamente do que estão sendo produzidos por processos geológicos. O material orgânico deve ser soterrado e aquecido por milhões de anos, por exemplo, para produzir petróleo.

O suprimento de qualquer material que obtemos da crosta terrestre é finito. Sua disponibilidade depende da distribuição em depósitos acessíveis, bem como de quanto estamos dispostos a pagar para extraí-lo do solo. Os geólogos usam duas medidas para descrever o fornecimento desses recursos não renováveis. As **reservas** são depósitos que já foram descobertos e que, no tempo presente, podem ser explorados economicamente e de acordo com a lei. Os **recursos**, por outro lado, constituem a quantidade inteira de um dado material que pode se tornar disponível para uso no futuro. Os recursos incluem as reservas, mais os depósitos que já foram descobertos, como também os depósitos ainda não descobertos, que são aqueles que poderiam, eventualmente, ser descobertos, segundo os geólogos (**Figura 23.2**).

As reservas são consideradas uma medida confiável do estoque enquanto as condições econômicas e tecnológicas permaneçam as mesmas. Contudo, quando elas se modificam, alguns recursos tornam-se reservas, e vice-versa. Seguidamente, as reservas cuja qualidade ou quantidade não justificam sua exploração, ou que são muito difíceis de serem extraídas, tornam-se rentáveis quando uma nova tecnologia é desenvolvida ou quando os preços sobem.

Os geólogos são especialistas na descoberta de novos recursos. Deve-se ter em mente, contudo, que a avaliação de recursos é muito menos precisa que a de reservas. Qualquer número mencionado como sendo os recursos de um material específico não representa mais que uma adivinhação sofisticada de quanto desse material estará disponível no futuro. Podemos entender como gerenciar melhor nossos recursos naturais considerando as circunstâncias geológicas em que são encontrados e os problemas relacionados à sua recuperação e utilização.

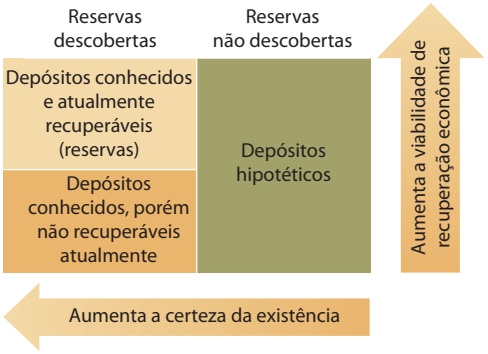



**FIGURA 23.2** ■ Os recursos incluem as reservas, mais os depósitos que já foram descobertos, como também os depósitos ainda não descobertos, que são aqueles que poderiam, eventualmente, ser descobertos, segundo os geólogos.

## Os recursos energéticos

A energia é necessária para realizar trabalho, portanto, é essencial a todos os aspectos da civilização humana. Uma crise no suprimento de energia pode fazer com que uma sociedade moderna seja paralisada. Muitas guerras ocorreram por causa do acesso a estoques de recursos de combustíveis; as recessões econômicas e a inflação causadora de destruição de moedas resultaram de variações do preço do petróleo.

Nosso consumo energético tem aumentado nos últimos dois séculos, mas as fontes energéticas que usamos mudaram desde o início da Revolução Industrial (**Figura 23.3a**). Há 150 anos, a maior parte da energia consumida nos Estados Unidos vinha da queima de madeira. O fogo produzido pela madeira, em termos químicos, é a combustão da *biomassa* – matéria orgânica, consistindo em compostos de carbono e hidrogênio. A biomassa é produzida por vegetais e animais em uma cadeia alimentar baseada na fotossíntese. Dessa forma, a fonte definitiva da energia da madeira é a luz solar que as plantas utilizam para converter dióxido de carbono e água em carboidratos. A combustão da madeira ou de outra biomassa produz energia térmica e retorna dióxido de carbono e água ao meio ambiente. Neste sentido, a biomassa atua como um reservatório de curto prazo para o armazenamento de energia solar. É um recurso energético renovável porque a biosfera está constantemente produzindo nova biomassa. Antes de meados do século XIX, a queima de madeira e de outras biomassas derivadas de vegetais e animais (por exemplo, óleo de baleia e esterco seco de búfalo) satisfazia a maior parte da demanda de combustível da sociedade.

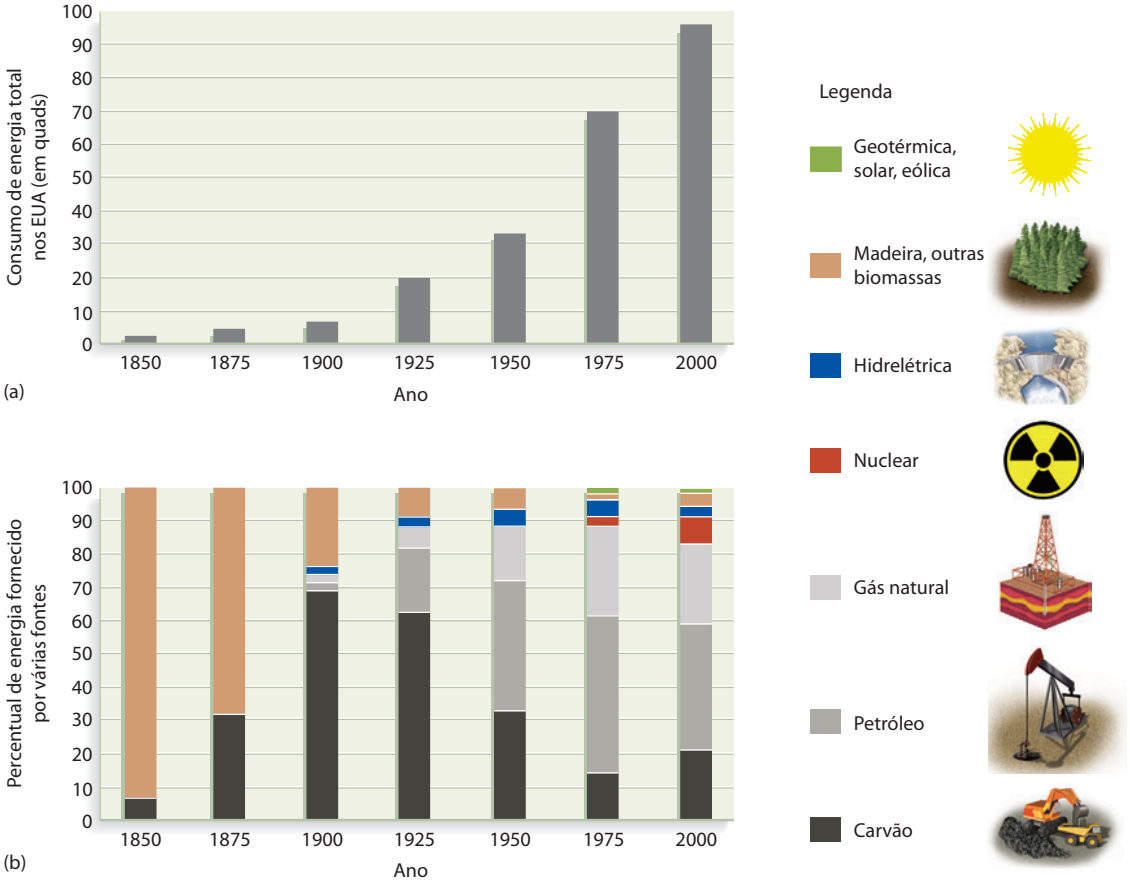



**FIGURA 23.3** ■ O uso que a sociedade humana fez dos recursos energéticos mudou da biomassa renovável para combustíveis fósseis, à medida que cresceu o consumo energético. (a) Consumo total de energia nos Estados Unidos de 1850 a 2000 em quads (1 quad = $10^{15}$ Btu). (b) Percentuais dos diversos tipos de energia usados nos Estados Unidos de 1850 até 2000. [U.S. Energy Information Agency]

Mesmo atualmente, a energia derivada da biomassa excede o total derivado de todos os outros recursos renováveis.

Parte da biomassa que foi soterrada em formações rochosas sedimentares há milhões de anos, sobretudo durante o Período Carbonífero, foi transformada em uma rocha combustível chamada de *carvão*. Quando o queimamos, estamos utilizando a energia que foi armazenada da luz do Sol do Paleozoico. Assim, a fonte primária dessa energia "fossilizada" é a mesma energia solar que move o sistema do clima. Os outros combustíveis principais, o petróleo e o gás natural, também são criados por diagênese e metamorfismo de matéria orgânica morta. Carvão, petróleo e gás natural são conhecidos coletivamente como **combustíveis fósseis**. Nas taxas atuais de uso, nossas reservas desses recursos energéticos não renováveis serão exauridas muito antes que os processos geológicos consigam repô-los.

## Ascensão da economia do carbono

Os humanos usam uma série de fontes energéticas renováveis para mover moinhos e outras máquinas há milhares de anos, como o vento, quedas d'água e o trabalho de cavalos, bois e elefantes. Entretanto, próximo ao final do século XVIII, a industrialização estava aumentando a demanda de energia além do que essas fontes renováveis tradicionais podiam suprir. Por volta daquela época, James Watt e outros desenvolveram motores a vapor movidos a carvão que podiam realizar o trabalho de centenas de cavalos. A tecnologia do vapor reduziu substancialmente o preço da energia, em parte porque possibilitou a mineração do carvão em grande escala. A disponibilidade de energia barata desencadeou a Revolução Industrial. No final do século XIX, o carvão era responsável por mais de 60% de todo o suprimento energético dos Estados Unidos (ver Figura 23.3b).

O primeiro poço de petróleo foi perfurado na Pensilvânia pelo Coronel Edwin L. Drake em 1859. A ideia de que o petróleo poderia ser minerado de forma lucrativa, como o carvão, fez com que alguns céticos chamassem o projeto de "loucura de Drake" (**Figura 23.4**). Eles estavam errados, é evidente: no início do século XX, o petróleo e o gás natural estavam começando a substituir o carvão como o combustível preferido. Além de terem uma

**FIGURA 23.4** ■ Edwin L. Drake (*direita*) em frente ao poço de petróleo que deu início à "idade do petróleo". Esta foto foi tirada por John Mather em 1866 em Titusville, Pensilvânia (EUA). [Bettmann/CORBIS]

combustão mais limpa do que a do carvão, sem produzir cinzas, podiam ser transportados por oleodutos, assim como por ferrovias e por navios. Além disso, combustíveis de gasolina e diesel refinados do petróleo eram adequados para queima no motor de combustão interna recém-inventado.

Atualmente, o motor da civilização trabalha basicamente com combustíveis fósseis. Juntos, o petróleo, o gás natural e o carvão representam 85% do consumo energético global. Podemos, com justiça, chamar a civilização alimentada por esse sistema energético de **economia do carbono**.

## Consumo energético

O uso da energia geralmente é medido em unidades apropriadas ao combustível – por exemplo, barris de petróleo[1], metros cúbicos de gás natural ou toneladas de carvão. Mas as comparações ficam mais fáceis se usarmos uma unidade-padrão de energia, como a unidade térmica britânica (BTU, da sigla em inglês para *British thermal unit*). Um BTU é a quantidade de energia necessária para aumentar em 1°F (ou cerca de 0,55°C) a temperatura de uma libra (ou cerca de 453,59 g) de água, sendo equivalente a 1.054 joule. Quando medimos quantidades grandes, como o uso anual de energia de um país, usamos unidades de 100 quadrilhões ($10^{15}$) BTU, ou **quad**[2].

A **Figura 23.5** descreve o sistema energético dos Estados Unidos em 2007. Essa nação industrializada, com 5% da população mundial, consome cerca de 4,5 vezes mais energia por pessoa do que a média global. Seu consumo de energia de todas as fontes totaliza 101,5 quads. Os combustíveis fósseis forneceram 85% desse total, e a biomassa renovável representou outros 3,6%. Percebe-se que o fluxo de energia através desse sistema não é particularmente eficiente: aproximadamente 39% da energia realizaram trabalho útil, enquanto 61% foram desperdiçados. Também pode-se ver que o sistema liberou cerca de 1,8 gigatoneladas (Gt) de carbono na atmosfera em 2001, basicamente na forma de $CO_2$ (1 Gt = 1 bilhão de toneladas = $10^{12}$ kg).

Há sinais promissores de que as novas tecnologias de maior eficiência energética e o aumento da conservação de energia estão começando a diminuir o apetite por energia deste país. O total anual de consumo de energia de todos os tipos nos Estados Unidos, na verdade, reduziu em 2006 – a primeira queda nos tempos modernos. Em nível global, porém, essa pequena redução foi mais do que compensada pelo rápido crescimento do uso energético pelos dois países mais populosos do mundo, a China e a Índia. Em 2007, o consumo energético total da China excedeu o dos Estados Unidos pela primeira vez. Ainda assim, o uso energético individual (ou *per capita*) médio da China permanece sendo quase oito vezes menor, em função de ter uma população maior. À medida que a China e outras economias em desenvolvimento se esforçam para melhorar seus padrões de vida, o uso energético global *per capita* tende a crescer, acelerando o consumo energético geral. Projeta-se que o consumo energético global anual exceda 600 quads em 2020 (**Figura 23.6**).

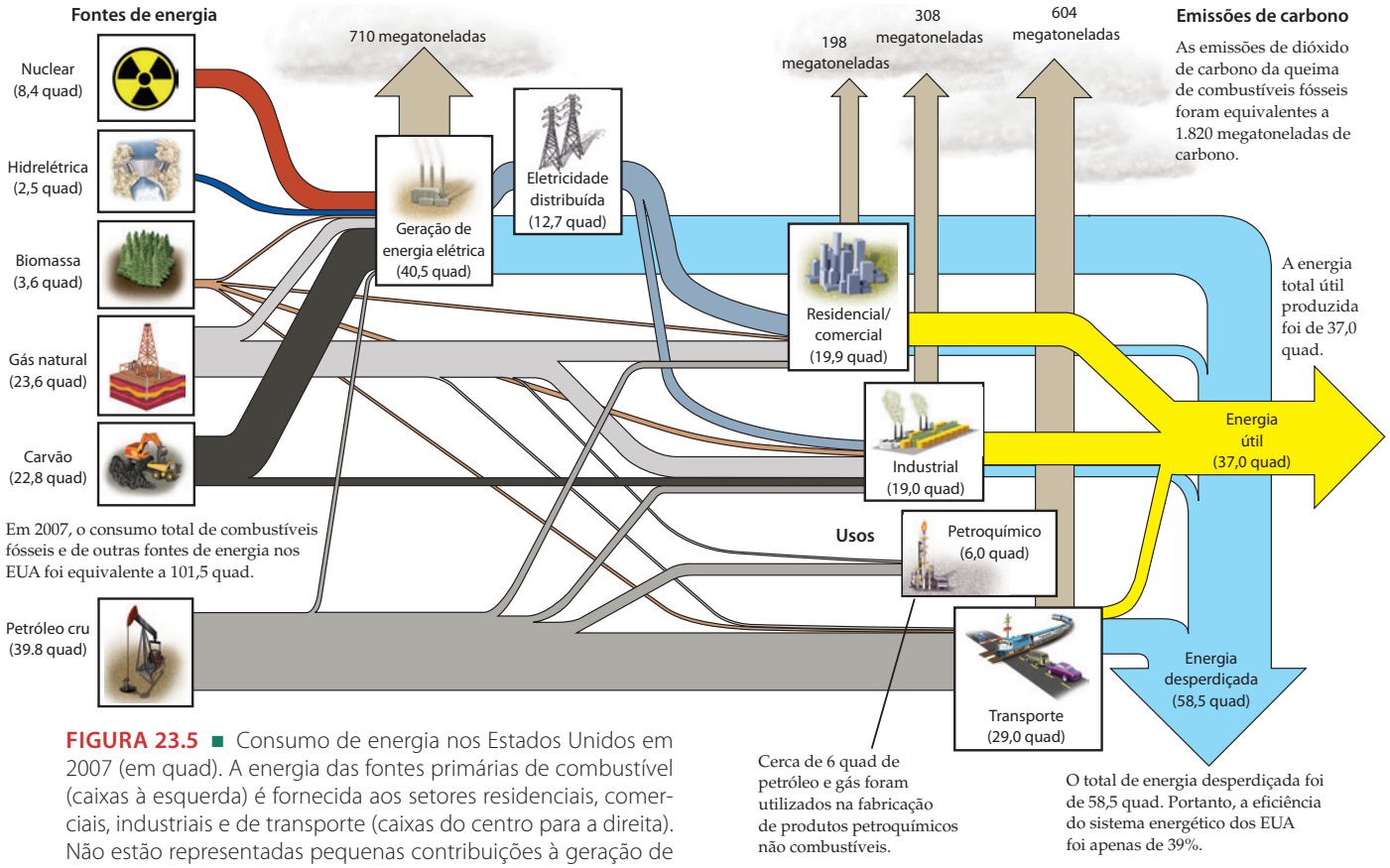



**FIGURA 23.5** ■ Consumo de energia nos Estados Unidos em 2007 (em quad). A energia das fontes primárias de combustível (caixas à esquerda) é fornecida aos setores residenciais, comerciais, industriais e de transporte (caixas do centro para a direita). Não estão representadas pequenas contribuições à geração de energia elétrica a partir da energia solar (0,1 quad), eólica (0,3 quad) e geotérmica (0,3 quad). [Fonte: Lawrence Livermore National Laboratory, baseado em dados da Energy Information Administration]

## Recursos energéticos para o futuro

A **Figura 23.7** dá uma estimativa geral dos recursos energéticos não renováveis de todos os tipos restantes no mundo. A simples divisão desses recursos totais (cerca de 360 mil quads) pela estimativa atual de consumo anual global da Figura 23.6 (quase 500 quad) pode levar à conclusão (equivocada) de que ainda temos muitas centenas de anos de recursos antes de começarmos a nos preocupar com a depleção de nosso estoque energético. No entanto, a economia dessa questão é muito mais complexa, como veremos no restante deste capítulo. Algumas fontes energéticas se esgotarão antes de outras, as várias fontes energéticas não são prontamente intercambiáveis, e os custos ambientais de converter algumas delas em formas úteis de energia podem ser altos demais.

Se o petróleo e o gás continuarem a ser os principais recursos usados, a maior parte do estoque mundial será exaurida dentro de um século. O carvão acabará se tornando o combustível fóssil predominante em muitos países. Pode ser tranquilizante saber que, se as taxas de aumento do consumo de energia subirem em ritmo moderado – digamos, cerca de 3% ao ano –, os combustíveis fósseis, sobretudo o carvão, poderão suprir as necessidades de energia do mundo durante cerca de cem anos ou mais. Contudo, os custos ambientais do carvão podem ser inaceitáveis. Sobretudo, a ameaça de mudança climática poderia forçar o abandono dos combustíveis fósseis antes de sua exaustão.

Essas estimativas não levam em conta a possibilidade de que possamos atender nossa crescente necessidade de energia por meios não tradicionais: pelo aumento da eficiência do uso dos combustíveis fósseis e pelo desenvolvimento e uso de fontes de energia alternativas, como a energia nuclear e as fontes renováveis de energia. As projeções atuais indicam que a produção de energia a partir de fontes renováveis, como as energias solar, eólica, hídrica e geotérmica e os biocombustíveis, não conseguirão atender às nossas necessidades nas próximas décadas, a menos que haja alguma revolução tecnológica não prevista. Mesmo assim, o desenvolvimento de fontes energéticas alternativas reduziria a pressão sobre nossos recursos de combustíveis fósseis, bem como sobre seus efeitos ambientais negativos.

## O fluxo do carbono da produção energética

Um dos custos ambientais mais sérios resultantes do uso de combustíveis fósseis pode ser a mudança climática

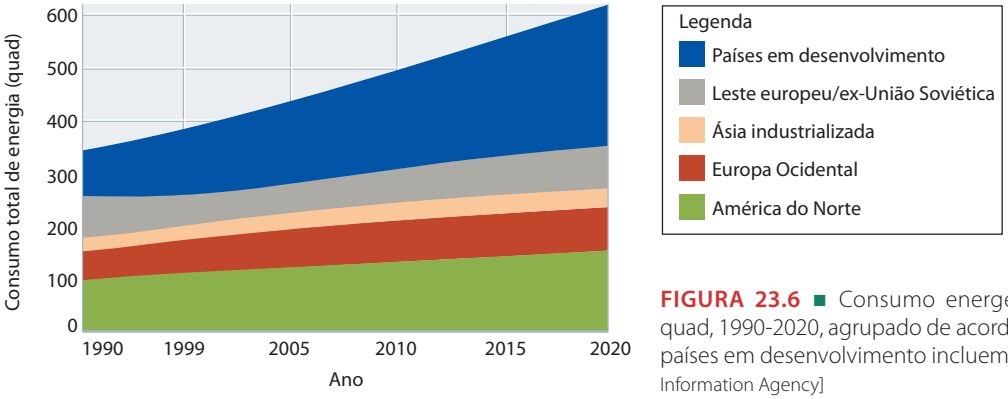



**FIGURA 23.6** ■ Consumo energético real e projetado em quad, 1990-2020, agrupado de acordo com regiões mundiais. Os países em desenvolvimento incluem a China e a Índia. [U.S. Energy Information Agency]

causada pela influência de nossa economia do carbono no ciclo do carbono global. No mundo pré-humano, a troca de carbono entre a litosfera e outros componentes do sistema Terra era regulada pelas taxas lentas em que os processos geológicos soterravam e desencavavam a matéria orgânica. Esse ciclo do carbono natural foi interrompido pela ascensão da economia do carbono, que agora está emitindo volumes enormes de carbono da litosfera diretamente para a atmosfera. Como vimos no Capítulo 15, o sistema do clima está fortemente associado ao ciclo do carbono global porque o dióxido de carbono é um gás de efeito estufa. Se a queima de combustíveis fósseis continuar sem interrupção, a quantidade de $CO_2$ na atmosfera duplicará na metade deste século. É provável que esse aumento leve ao agravamento do efeito estufa e do aquecimento climático global.

Não entendemos o sistema do clima bem o bastante para prever os efeitos a longo prazo dessas mudanças no ciclo do carbono. Apesar disso, é evidente que o futuro do sistema do clima e de seu componente vivo, a biosfera, depende de como nossa sociedade gerencia os recursos energéticos. A urgência de considerar nossas necessidades energéticas e preocupações sociais, além dos efeitos do uso energético sobre todo o sistema Terra, motivou Braden Allenby e outros ecólogos industriais a mencionar a difícil tarefa que estamos enfrentando na *engenharia e gestão dos sistemas terrestres*. Nossas opções para a engenharia e gestão dos sistemas terrestres serão limitadas pela disponibilidade de recursos de combustíveis fósseis e fontes alternativas de energia, que agora consideraremos em maior detalhe.

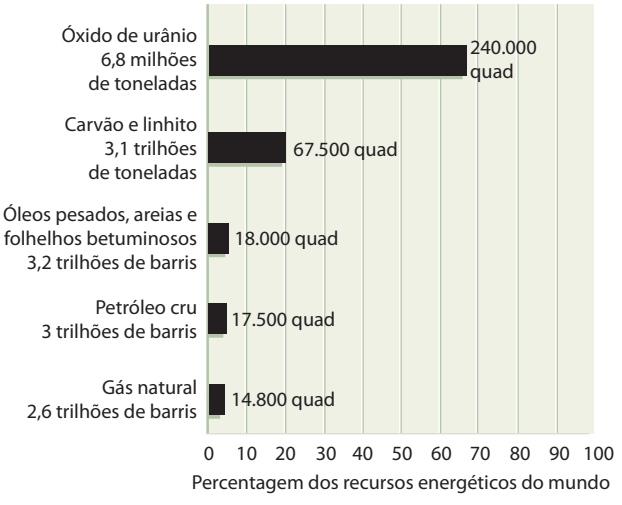



**FIGURA 23.7** ■ Uma estimativa aproximada dos recursos energéticos não renováveis que restam no mundo, considerando um total de 360 mil quad. As quantidades são fornecidas em unidades convencionais de peso (tonelada), volume (barril) e quantidade de energia (quad). [World Energy Council]

## Os recursos de combustíveis fósseis

Como vimos, os combustíveis fósseis originam-se dos detritos orgânicos de vidas passadas: plantas, bactérias, algas e outros microrganismos que foram soterrados, transformados e preservados em sedimentos. O petróleo e o gás natural, que são os combustíveis fósseis mais utilizados, são *hidrocarbonetos*: misturas de compostos combustíveis ricos em hidrogênio e carbono. Depósitos economicamente valiosos de hidrocarbonetos desenvolvem-se apenas sob condições ambientais e geológicas específicas.

### Como o petróleo e o gás se formam?

O petróleo e o gás começam a se formar em bacias sedimentares onde a produção de matéria orgânica é alta e o suprimento de oxigênio é inadequado para decompor toda a matéria orgânica contida nos sedimentos. Muitas bacias costa afora[3], nas margens continentais, satisfazem essas duas condições. Em tais ambientes e, em menor grau, em deltas fluviais e mares interiores, a taxa de sedimentação é alta, e a matéria orgânica é soterrada e protegida da decomposição.

Durante milhões de anos de soterramento, as reações químicas desencadeadas pelas temperaturas elevadas em profundidade lentamente transformam parte do material orgânico nessas *camadas geradoras* de hidrocarbonetos combustíveis. O hidrocarboneto mais simples é o gás me-

tano ($CH_4$), o composto que chamamos de *gás natural*. O petróleo cru, ou *óleo cru*, inclui uma classe diversa de líquidos composta de hidrocarbonetos mais complexos, com cadeias moleculares longas contendo dezenas de átomos de carbono e hidrogênio.

O óleo cru forma-se em uma faixa limitada de pressão e temperatura, conhecida como **janela do petróleo**, geralmente encontrada em profundidades entre cerca de 2 e 5 km (ver Capítulo 5, Geologia na Prática). Acima da janela do petróleo, as temperaturas são baixas demais (geralmente abaixo de 50°C) para a maturação de material orgânico em hidrocarbonetos, ao passo que, abaixo dela, as temperaturas são tão altas (acima de 150°C) que os hidrocarbonetos que se formam são decompostos em metano, produzindo apenas gás natural.

À medida que o soterramento progride, a compactação das camadas geradoras força o petróleo e o gás natural em camadas adjacentes de rocha permeável (como arenitos ou calcários porosos), que atuam como *reservatórios de hidrocarboneto*. A densidade relativamente baixa do petróleo e do gás faz com que eles ascendam, de forma que flutuam no topo da água que quase sempre ocupa os poros das formações permeáveis.

## Onde encontramos petróleo e gás?

As condições que favorecem a acumulação em grandes proporções de petróleo e gás natural são combinações da estrutura geológica com os tipos de rocha, as quais criam uma barreira impermeável à migração para o topo, formando uma **armadilha de petróleo** (**Figura 23.8**). Algumas são causadas por uma deformação estrutural e são chamadas de *armadilhas estruturais*. Um tipo de armadilha estrutural é formado por um anticlinal, no qual uma camada impermeável de folhelho está sobrejacente a uma camada permeável de arenito (Figura 23.8a). O petróleo e o gás acumulam-se na crista do anticlinal – o gás na posição mais alta, o petróleo logo abaixo – e ambos flutuam na água subterrânea que satura o arenito (ver Capítulo 7, Geologia na Prática). Da mesma forma, uma discordância angular ou deslocamento em uma falha pode colocar uma camada mergulhante de calcário permeável ao lado de um folhelho impermeável, criando outro tipo de armadilha estrutural (Figura 23.8b). Outras armadilhas de petróleo são criadas pelo padrão original da sedimentação, como, por exemplo, quando uma camada mergulhante de arenito permeável estreita-se no contato com um folhelho impermeável (Figura 23.8c). Essas são denominadas

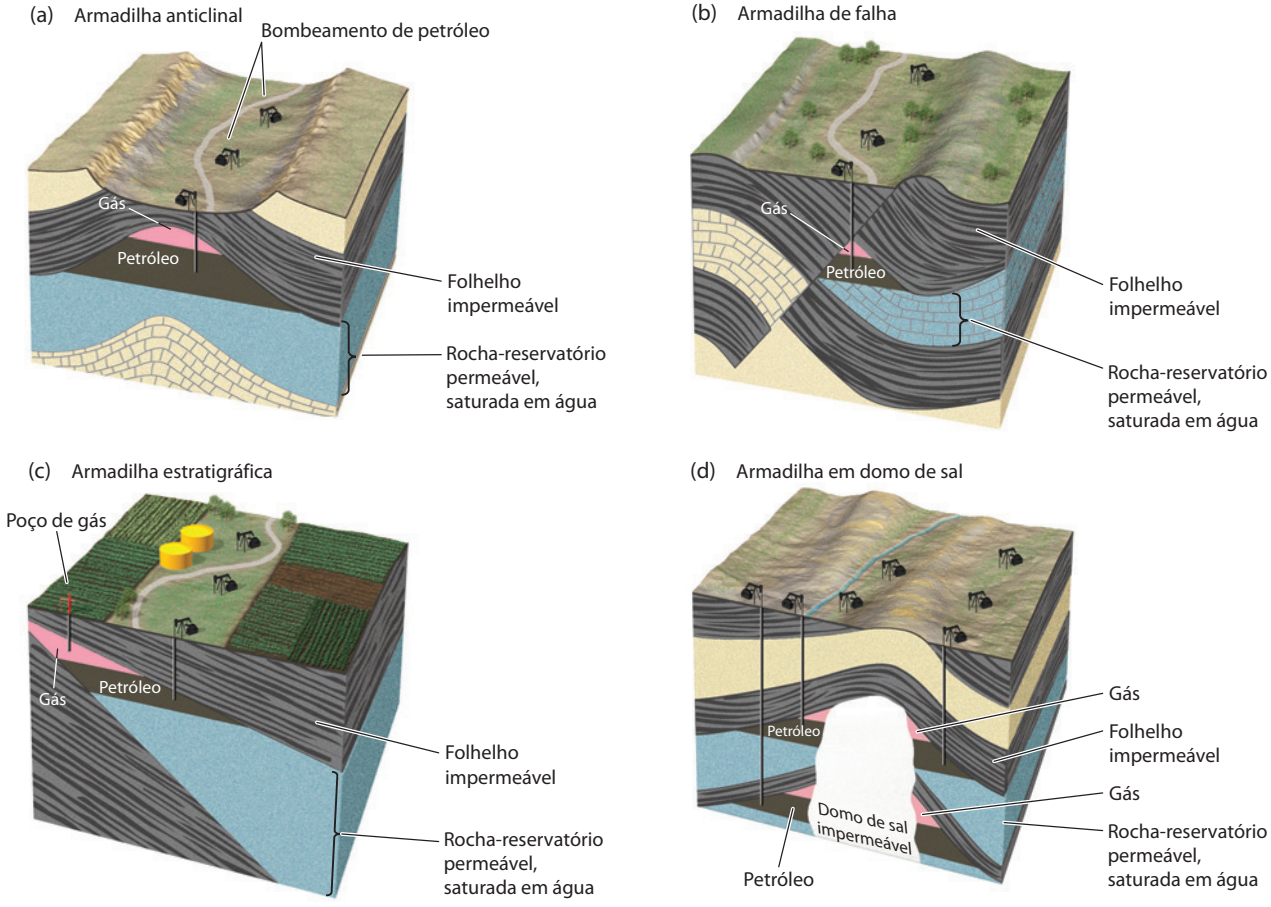



**FIGURA 23.8** ■ O petróleo e o gás acumulam-se em armadilhas formadas por estruturas geológicas. Quatro tipos de armadilhas do petróleo são ilustrados nesta figura.

**FIGURA 23.9** ■ Novas tecnologias usadas em plataformas em alto-mar no Golfo do México podem recuperar petróleo e gás de reservatórios rochosos abaixo de águas bastante profundas. A perfuração de uma única plataforma como esta pode custar mais de US$ 100 milhões. [Larry Lee Photography/CORBIS]

*armadilhas estratigráficas*. O petróleo pode também ser aprisionado por uma massa impermeável de sal, em *armadilhas de domos de sal* (Figura 23.8d).

Os reservatórios de hidrocarboneto que armazenam petróleo e gás natural são sistemas geológicos complexos. Os geólogos podem mapear as rochas-reservatório em três dimensões usando várias técnicas, como as imagens sísmicas (ver Figura 14.6). Os modelos tridimensionais obtidos mostram onde está localizada a parte principal do petróleo e do gás e permite prever como ela fluirá de perfurações feitas no reservatório.

Em sua procura por petróleo, os geólogos mapearam milhares de armadilhas nas mais diversas regiões do mundo. Somente uma fração delas provou conter quantidades economicamente valiosas de petróleo ou gás, pois a simples existência de uma armadilha não é suficiente para criar um reservatório de hidrocarboneto. Ela conterá petróleo somente se estiverem presentes as camadas geradoras, se tiverem acontecido reações químicas apropriadas e se o petróleo puder migrar para a armadilha e lá permanecer, sem ser posteriormente perturbado por muito aquecimento ou deformação. Embora o petróleo e o gás não sejam raros, a maioria dos depósitos mais fácil de encontrar já foi localizada, e torna-se cada vez mais difícil descobrir novos campos.

Há esforços para encontrar modos mais eficientes de extrair petróleo e gás natural de formações rochosas profundas. A perfuração em locais profundos da crosta terrestre tornou-se um negócio bastante sofisticado e caro (**Figura 23.9**)[4]. Engenheiros de petróleo usam modelos tridimensionais para manobrar brocas em trajetos descendentes até atingir as partes mais ricas de um reservatório. Para persuadir o petróleo a sair de formações teimosas, eles injetam água e dióxido de carbono em sondagens estrategicamente posicionadas para empurrar o petróleo até áreas onde possa ser bombeado com maior eficiência por meio de outras sondagens. Esses métodos ampliaram a fração de petróleo que pode ser extraída de campos conhecidos de petróleo, aumentando suas reservas.

## Distribuição de reservas de petróleo

Estima-se que as reservas mundiais de petróleo sejam de aproximadamente 1,2 trilhão de barris (1 barril = 160 litros). Essas reservas estão divididas por região na **Figura 23.10**. Os campos petrolíferos do Oriente Médio, como os do Irã, Kuwait, Arábia Saudita, Iraque e região de Baku, no Azerbaidjão, contêm cerca de dois terços das reservas mundiais conhecidas. Ali, sedimentos ricos em material orgânico sofreram dobramento e falhamento pelo fechamento do antigo Oceano Tethys, formando um ambiente quase ideal para a acumulação de petróleo.

A maioria das reservas de petróleo do hemisfério ocidental está localizada na área altamente produtiva do Golfo-Caribe, que inclui a região do Texas-Luisiana, México, Colômbia e Venezuela. Nos Estados Unidos, entre os 50 Estados que compõem a federação, 31 produzem petróleo para o mercado, e pequenas ocorrências não comerciais são conhecidas na maioria dos demais.

## Produção e consumo de petróleo

De 2004 a 2008, o petróleo foi extraído do subsolo a uma taxa quase constante de 30 bilhões de barris por ano em todo o mundo. Os Estados Unidos produziram 2,7 bilhões de barris, mais do que qualquer outro país, exceto a Arábia Saudita e a Rússia, mas consumiu quase três vezes mais: 7,6 bilhões de barris, um quarto da produção mundial. Essa lacuna entre a produção e o consumo dos Estados Unidos deve ser preenchida pela importação de petróleo, a um custo anual de centenas de bilhões de dólares. Esse desequilíbrio – US$ 327 bilhões em 2007 – contribui mais

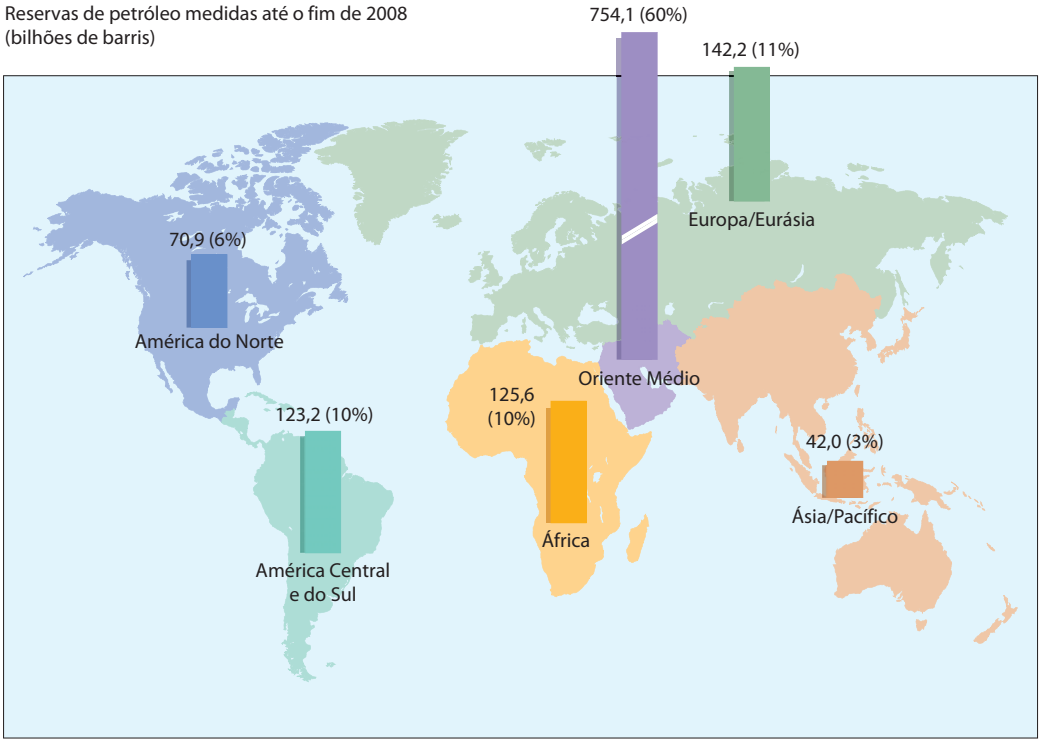



**FIGURA 23.10** ■ Reservas mundiais de petróleo estimadas até o fim do ano de 2008 em bilhões de barris (bbl), por região. [*British Petroleum Statistical Review of World Energy 2009*, June 2009]

do que qualquer outro fator ao gigantesco défice do comércio exterior dos Estados Unidos.

Os Estados Unidos são um produtor "maduro" de petróleo, no sentido de que a maioria das reservas de petróleo dentro de suas fronteiras já foi explorada. A produção atingiu seu pico em 1970 e agora está em declínio. A história da produção de petróleo nos Estados Unidos segue uma curva em forma de sino (**Figura 23.11**). O ponto alto da curva é referido como **pico de Hubbert**, em homenagem ao geólogo de petróleo M. King Hubbert. Em 1956, Hubbert usou uma relação matemática simples entre a taxa de produção e a taxa de descoberta de novas reservas para prever que a produção de petróleo dos Estados Unidos, que estava crescendo rapidamente na época, na verdade começaria a entrar em declínio durante a década de 1970. Seus argumentos foram inteiramente desconsiderados por serem pessimistas demais, mas a história provou que estava certo.

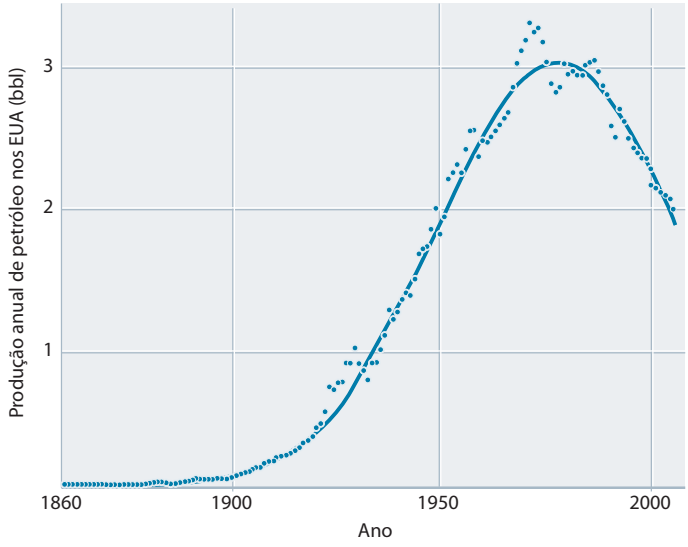



**FIGURA 23.11** ■ Produção anual de petróleo dos Estados Unidos em bilhões de barris (bbl) de 1860 a 2005. Os pontos mostram os números da produção para cada ano. A linha contínua é semelhante à projeção feita por Hubbert em 1959, que previu o pico na década de 1970 e o subsequente declínio. [Fonte: K. Deffeyes, *Hubbert's Peak*. Princeton, N.J.: Princeton University Press, 2001]

## Quando ficaremos sem petróleo?

Na taxa atual de produção, o mundo consumirá todas as suas reservas conhecidas de petróleo em apenas 40 anos. Isso significa que ficaremos sem petróleo antes da metade do século? Não, porque os recursos de petróleo são muito maiores do que suas reservas.

Na verdade, nunca "esgotaremos" o petróleo. À medida que os recursos diminuírem, os preços acabarão subindo tanto que não poderemos nos dar ao luxo de desperdiçar petróleo queimando-o como combustível. Seu uso principal será como matéria-prima para a produção de plásticos, fertilizantes e uma série de outros produtos *petroquímicos*. A indústria petroquímica já é um negócio imenso, consumindo 7% da produção global de petróleo. Conforme o geólogo Ken Deffeyes observou, gerações futuras provavelmente analisarão a Idade do Petróleo com uma ponta de descrença: "Eles queimaram petróleo? Todas aquelas adoráveis moléculas orgânicas, e eles queimaram tudo?".

A questão central não é quando o petróleo se esgotará, mas quando a produção de petróleo não irá mais subir e começará a entrar em declínio. Esse marco – o pico de Hubbert para a produção mundial de petróleo – é o verdadeiro divisor de águas; quando for atingido, a lacuna entre suprimento e demanda crescerá rapidamente, levando os preços do petróleo às alturas.

Afinal, estamos próximos do pico de Hubbert? A resposta a essa questão é assunto de intenso debate. Os otimistas acreditam que há suficiente petróleo a ser descoberto para atender à demanda mundial por várias décadas no futuro. A U.S. Geological Survey (USGS), agência norte-americana responsável por estimar os recursos energéticos, encontra-se abertamente no lado otimista. Ela fixou os recursos mundiais de petróleo em dois trilhões de barris, mais de duas vezes as reservas atuais. Morris Adelman, do Instituto de Tecnologia de Massachusetts (MIT), um economista respeitado e porta-voz dos otimistas, cita um motivo admirável para tal otimismo: "Ninguém sabe quanto hidrocarboneto existe ou qual porcentagem dele será recuperável. A tendência a exaurir um recurso é contraposta por aumentos de conhecimento". Ele acredita que, com uma melhor exploração do petróleo e tecnologia de produção, os suprimentos de petróleo continuarão a aumentar.

Os pessimistas, por outro lado, creem que estamos nos aproximando com rapidez do pico de Hubbert. Suas ideias são sustentadas pelo mesmo tipo de análise que Hubbert utilizou para prever o pico de 1970 da produção de petróleo nos Estados Unidos. Sobretudo, os pessimistas observam que a taxa de descoberta de novos recursos, que determina o crescimento das reservas, está diminuindo rápido demais para ser consistente com o cenário otimista da USGS. Uma projeção, feita por Colin Campbell, um geólogo de petróleo, mostra o declínio da produção global de petróleo logo após 2010 (**Figura 23.12**). Se essa projeção estiver correta, a estimativa da USGS pode estar alta demais por um fator de dois. Se os otimistas ou pessimistas do petróleo estão corretos é uma questão central para os geocientistas e os responsáveis pelas políticas públicas.

## O petróleo e o meio ambiente

Nossa dependência de hidrocarbonetos tem uma série de efeitos nocivos ao meio ambiente, além de intensificar o efeito estufa. A produção de petróleo, em especial, suscita diversas questões locais e regionais. Há grandes recursos de petróleo e gás, por exemplo, sob as plataformas continentais submersas da América do Norte. Muitos produtores de petróleo argumentam que essas áreas ainda terão de ser perfuradas para satisfazer as crescentes demandas energéticas do mundo. Um público cético, entretanto, não se convence de que a perfuração pode ser feita sem constituir séria ameaça ao meio ambiente. Em 1979, um

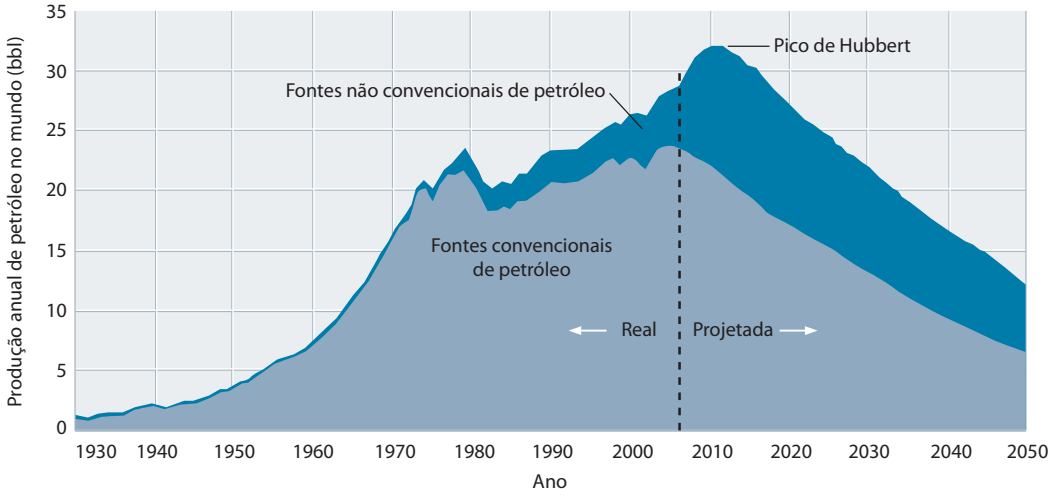



**FIGURA 23.12** ■ Uma projeção pessimista da produção mundial de petróleo, feita por Colin Campbell em 2006, mostrando a ocorrência do pico de Hubbert em torno de 2011. "Fontes não convencionais de petróleo" incluem poços de petróleo perfurados em águas profundas. [Colin J. Campbell, "The General Depletion Picture," *Association for the Study of Peak Oil and Gas Newsletter*, 2007]

poço que estava sendo perfurado no Golfo do México, mar adentro da costa de Yucatán, "explodiu", derramando cerca de 100 mil barris de petróleo por dia, durante muitas semanas, até que o vazamento pudesse ser contido. O vazamento do navio *Exxon Valdez*[5], em alto-mar na costa do Alasca, em 1989, espalhou 240 mil barris de petróleo em águas costeiras impolutas. A cobertura feita pela televisão e pelos jornais aumentou a vigilância do público a respeito dos graves danos ecológicos que podem resultar de derramamentos desse tipo (**Figura 23.13**). Apesar da dificuldade de garantir a segurança de um poço ou de um navio-tanque, os proponentes do desenvolvimento da indústria de petróleo acreditam que equipamentos cuidadosamente projetados e procedimentos adequados podem reduzir as chances de acidentes sérios.

Os Estados Unidos estão envolvidos em um debate político acirrado sobre a permissão para perfurações de petróleo e gás no Refúgio Nacional da Vida Selvagem do Ártico[6], na planície costeira do norte do Alasca. Os recursos totais do Refúgio ainda não foram totalmente avaliados, mas podem chegar até 20 a 30 bilhões de barris de petróleo. A USGS estima que, se os preços do petróleo estiverem altos o bastante, 4 a 12 bilhões de barris de petróleo poderiam ser produzidos economicamente usando tecnologias atuais. Não restam dúvidas de que esses recursos contribuiriam para a economia nacional. Porém, a produção de petróleo e de gás requer a construção de estradas, oleodutos e habitações em um ambiente ecológico muito frágil, que é uma área particularmente importante para a criação de alces, bois-almiscarados, gansos-da-neve e muitos outros animais selvagens. As autoridades devem pesar os benefícios econômicos a curto prazo da perfuração e as possíveis perdas ambientais a longo prazo quando tomarem essa decisão.

**FIGURA 23.13** ■ Os 240 mil barris de petróleo derramados do navio-tanque *Exxon Valdez*, na Baía Príncipe William, Alasca (EUA), tiveram efeitos devastadores na vida selvagem. [UPI/CORBIS-Bettmann]

## Gás natural

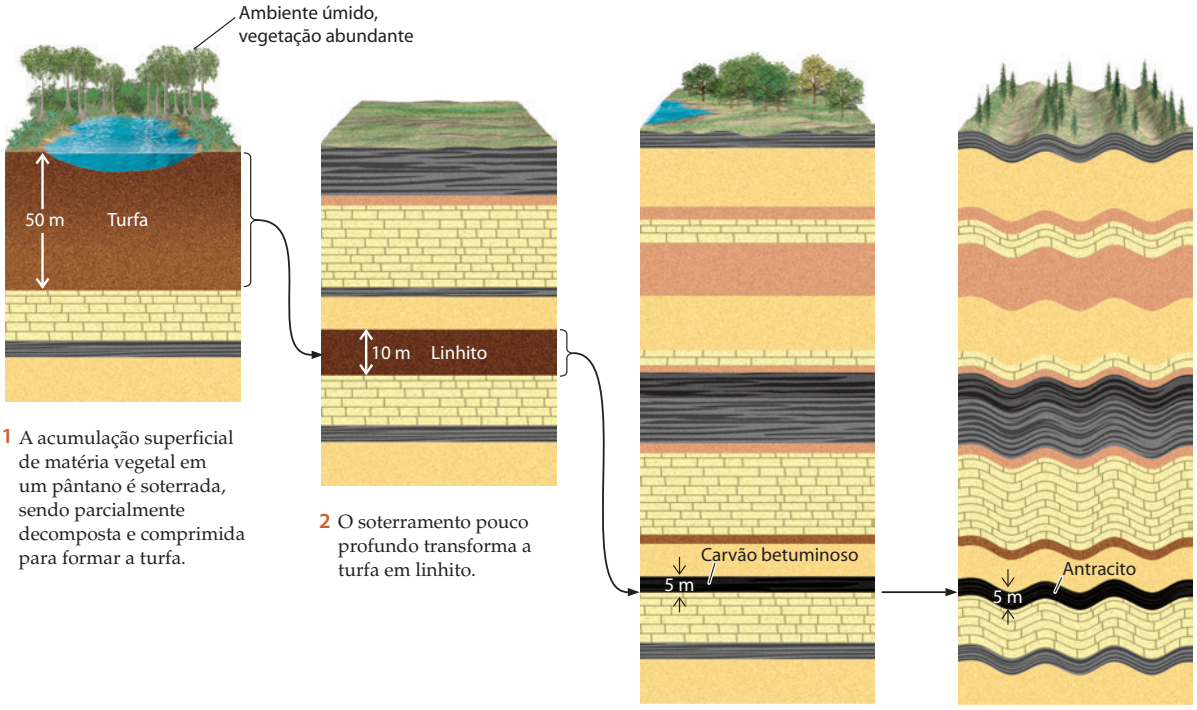
Os recursos de gás natural são comparáveis àqueles de petróleo (ver Figura 23.7) e podem excedê-los nas próximas décadas. As estimativas dos recursos de gás natural têm crescido nos últimos anos. As reservas mundiais de gás natural sofreram menos esgotamento porque o uso desse bem é recente no cenário energético. A exploração do gás natural aumentou, e armadilhas geológicas foram identificadas em novos ambientes, como formações muito profundas, cinturões de cavalgamento, camadas de carvão, arenitos pouco impermeáveis e folhelhos.

O gás natural é um combustível vantajoso por uma série de motivos. Na combustão, o metano combina-se com o oxigênio atmosférico, fornecendo energia sob forma de calor e produzindo dióxido de carbono e água. Portanto, a queima do gás natural é mais limpa do que a combustão de carvão ou petróleo. Ele produz 30% menos $CO_2$ por unidade de energia que o petróleo e mais de 40% menos que o carvão, além de ser facilmente transportado através de oleodutos. Transportá-lo da fonte aos mercados pelos oceanos tem sido mais difícil. A construção de navios-petroleiros e portos que possam lidar com o gás natural liquefeito (GNL) está começando a resolver esse problema, embora os potenciais perigos (como o risco de uma grande explosão) tornem as instalações de GNL polêmicas nas comunidades onde estariam localizados.

O gás natural responde por cerca de 24% do total de combustíveis fósseis consumidos anualmente nos Estados Unidos. Mais de metade das residências americanas e a grande maioria dos estabelecimentos industriais e comerciais estão conectados a uma rede subterrânea de gasodutos, que trazem gás de campos dos Estados Unidos, do Canadá e do México. Considerando as taxas atuais de uso, as reservas de gás natural dos Estados Unidos devem durar, pelo menos, mais 10 anos, e os recursos de gás natural devem fornecer uma fração substancial da energia daquele país por várias décadas.

## O carvão

Os abundantes fósseis de plantas encontrados nas camadas de carvão evidenciam que ele é um sedimento biológico formado a partir de vastas acumulações de materiais vegetais em pântanos (**Figura 23.14**). À medida que a luxuriante vegetação dos pântanos morre, deposita-se no solo encharcado de água. O rápido soterramento e a imersão em água protegem a matéria vegetal da decomposição total, pois as bactérias que a decompõem não obtêm o oxigênio de que necessitam. A vegetação acumula-se e gradualmente transforma-se em *turfa*, uma massa marrom porosa de matéria orgânica, na qual gravetos, raízes e outras partes de plan-




1 A acumulação superficial de matéria vegetal em um pântano é soterrada, sendo parcialmente decomposta e comprimida para formar a turfa.

2 O soterramento pouco profundo transforma a turfa em linhito.

3 O aumento do soterramento transforma o linhito em carvão macio (betuminoso).

4 A continuação do soterramento e a deformação estrutural, mais calor, metamorfizam o carvão macio em carvão duro (antracito).

**FIGURA 23.14** ■ O processo de formação de camadas de carvão começa com a deposição de vegetação em ambientes pobres em oxigênio.

tas podem ainda ser reconhecidos. A acumulação de turfa em um ambiente pobre em oxigênio pode ser observada em pântanos e locais alagadiços modernos. Quando seca, a turfa queima facilmente, pois tem cerca de 50% de carbono.

À medida que o tempo passa, com a continuação do soterramento, a turfa é comprimida e aquecida. As transformações químicas aumentam ainda mais o seu teor de carbono, que já é alto, transformando-a em *linhito*, um material parecido com carvão, muito macio, de cor marrom-escura, que contém cerca de 70% de carbono. As temperaturas mais altas e a deformação estrutural que ocorrem em níveis profundos de soterramento podem metamorfizar o linhito em *carvão sub-betuminoso* e *betuminoso*, também denominado carvão macio, e, por fim, em *antracito*, ou carvão duro. Quanto mais alto o metamorfismo, mais duro e brilhante será o carvão, e maior o seu teor de carbono, que aumenta seu valor econômico. O antracito tem mais de 90% de carbono.

**OS RECURSOS CARBONÍFEROS** Há recursos enormes de carvão nas rochas sedimentares. Somente cerca de 2,5% das reservas mundiais de carvão foram utilizadas. Segundo algumas estimativas, o volume de carvão remanescente é de aproximadamente 3,1 trilhões de toneladas métricas, capaz de produzir 67.500 quads de energia (ver Figura 23.7). Cerca de 85% dos recursos carboníferos mundiais estão concentrados na antiga União Soviética, na China e nos Estados Unidos; essas áreas são as maiores produtoras de carvão. Os Estados Unidos têm depósitos extensos de carvão em muitos Estados (**Figura 23.15**) – o bastante para durar algumas centenas de anos, nas taxas de uso atuais (cerca de 1 bilhão de toneladas por ano). O carvão vem suprindo grande parte das necessidades de energia dos Estados Unidos desde 1975, quando o preço do petróleo começou a subir, e, atualmente, responde por cerca de 23% da energia consumida.

**OS CUSTOS DO CARVÃO** Existem vários problemas com a extração e o uso do carvão que o tornam menos desejável que o petróleo ou o gás. A mineração subterrânea do carvão é uma profissão perigosa; na China, mais de 4.000 mineradores são mortos por ano. Muitos outros sofrem de pulmão negro, que é uma inflamação debilitante desse órgão, causada pela inalação de partículas de carvão. A mineração a céu aberto, em que o solo e os sedimentos superficiais são retirados até alcançar as camadas de carvão, é mais segura para os mineradores, mas pode devastar a paisagem se o solo não for recomposto. Um tipo particularmente destrutivo de mineração superficial, agora comum nos Apalaches do leste dos Estados Unidos, é a "remoção das montanhas", na qual até 300 metros verticais do cume de uma montanha são explodidos para expor camadas de carvão sotopostas (**Figura 23.16**). A rocha e o solo em excesso são despejados nos vales próximos.

O carvão é um combustível notoriamente sujo. Quando queimado, produz, em média, 25% mais $CO_2$ por unidade de energia do que o petróleo e 70% mais do que o gás natural. A maioria dos carvões também contém quan-

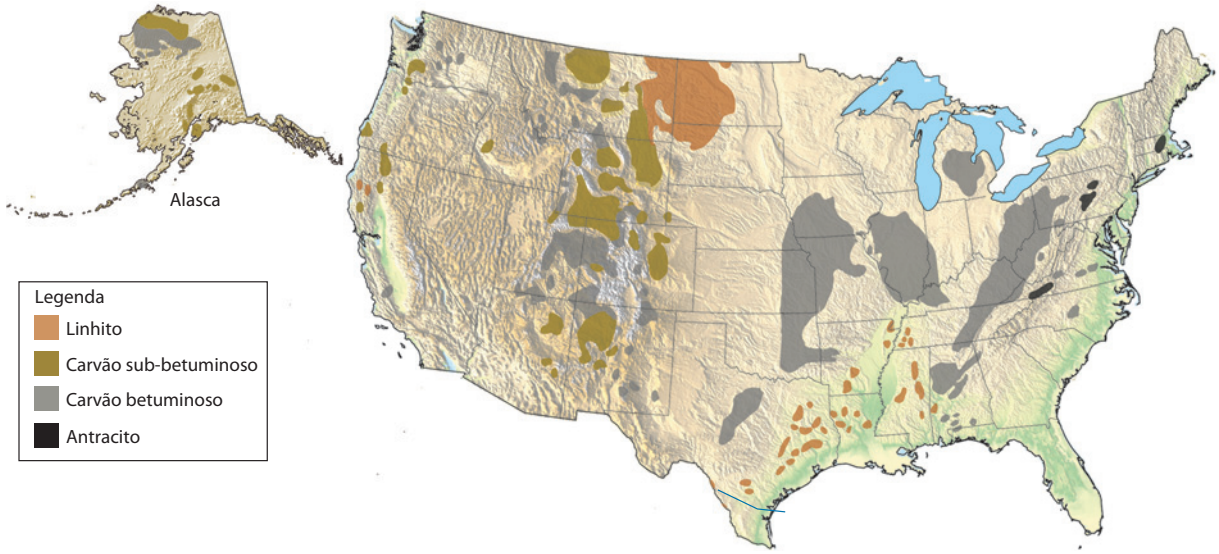



**FIGURA 23.15** ■ Recursos carboníferos dos Estados Unidos. [U.S. Bureau of Mines]

tidades consideráveis de pirita, que é liberada na atmosfera na forma de gases nocivos contendo enxofre durante a combustão do carvão. A chuva ácida, que se forma quando esses gases se combinam, está se tornando um problema sério em algumas regiões. Além disso, um resíduo inorgânico, chamado de cinza de carvão, permanece após a queima do carvão. Ela contém todos os metais que estavam presentes no carvão, sendo que alguns deles, como o mercúrio, são tóxicos. A cinza de carvão pode atingir diversas toneladas para cada 100 toneladas de carvão queimado, portanto representa um grave problema de disposição. Ela pode escapar das nuvens de fumaça, causando riscos à saúde das pessoas que moram na direção do vento.

Nenhum dos riscos do carvão, no entanto, deverá evitar o uso crescente desse combustível barato e abundante. Muitos países não têm outros recursos energéticos, e alguns não terão condições de importar petróleo, cujo preço aumentará à medida que os estoques diminuírem. As normas federais dos Estados Unidos atualmente requerem que tecnologias para a queima "limpa" do carvão sejam adotadas reduzindo as emissões de enxofre e de químicos tóxicos. A lei obriga a recomposição do terreno prejudicado pela mineração superficial e a redução dos riscos a que são submetidos os mineiros. Essas medidas são caras e aumentam o custo do carvão, mas esse combustível ainda é barato quando comparado ao petróleo e ao gás natural.

## Recursos de hidrocarboneto não convencionais

Depósitos extensos de hidrocarbonetos ocorrem em duas outras formas: camadas geradoras que são ricas em ma-

**FIGURA 23.16** ■ Mineração por remoção das montanhas nos Apalaches, Virgínia do Oeste (EUA). [Rob Perks, NRDC]

terial orgânico, mas nunca atingem a janela do petróleo, e formações que já contiveram petróleo, mas "secaram", perdendo muitos de seus componentes voláteis para formar *petróleo pesado* ou uma substância semelhante ao alcatrão, chamada de *betume natural* (não confundir com carvão betuminoso).

Um recurso de hidrocarboneto do primeiro tipo é o **folhelho betuminoso**, uma rocha sedimentar de grão fino e rica em argila, que contém grandes quantidades de matéria orgânica. Na década de 1970, os produtores de petróleo começaram a comercializar os extensos folhelhos betuminosos do oeste do Colorado e leste de Utah, mas tais esforços foram abandonados, em grande parte, nos anos 1980, à medida que caíam os preços do petróleo, aumentavam as preocupações com os danos ambientais e persistiam os problemas técnicos. A produção energética de folhelhos betuminosos é bastante ineficiente, e os custos ambientais por unidade de energia são altos. Por exemplo, o processo de extração do folhelho betuminoso e gás combustível dessas rochas requer um volume enorme de água, que é um recurso escasso no oeste dos Estados Unidos. Apesar disso, o interesse renovado na produção energética a partir do folhelho betuminoso foi suscitado pelo aumento dos preços do petróleo, e a produção está sendo incentivada por políticas energéticas dos Estados Unidos.

Estima-se que um depósito do segundo tipo, as **areias betuminosas** de Alberta, no Canadá, contenha uma reserva de hidrocarbonetos equivalente a 180 bilhões de barris de petróleo e um recurso total provavelmente 10 vezes maior do que esse número. Mais de 400 milhões de barris de petróleo por ano estão sendo atualmente extraídos das areias betuminosas de Alberta, e a produção canadense tem uma projeção de aumentar cinco vezes até 2030, fornecendo até 5% da demanda mundial de combustíveis fósseis. Porém, o desenvolvimento das areias betuminosas, como a dos folhelhos betuminosos, suscita importantes questões ambientais. É preciso duas toneladas de areia minerada para produzir um barril de petróleo, deixando muitos resíduos de areia contaminar um poluente ambiental. Além disso, a produção de petróleo a partir das areias betuminosas é um processo ineficiente que consome até dois terços da energia que, por fim, gera e emite seis vezes mais $CO_2$ do que a produção convencional de petróleo.

## Recursos energéticos alternativos

À medida que continuarmos a exaurir nossos recursos de combustíveis fósseis, recursos energéticos alternativos terão que suprir cada vez mais a demanda. Com que velocidade ocorrerá essa transição para uma economia pós-petróleo? Que fontes alternativas de energia têm o maior potencial de substituir o petróleo?

### Energia nuclear

A primeira utilização do isótopo radioativo do urânio-235 foi em uma bomba atômica, em 1944. Entretanto, os físicos nucleares, ao observarem pela primeira vez a vasta quantidade de energia liberada pela divisão espontânea do núcleo do urânio (um fenômeno chamado de *fissão*), previram a possibilidade de aplicações pacíficas dessa fonte de energia. Após a Segunda Guerra Mundial, muitos países construíram reatores nucleares para produzir **energia nuclear**. Nesses reatores, a fissão do urânio-235 libera calor para produzir vapor, que, então, move as turbinas para gerar eletricidade. Um reator comercial típico produz cerca de 1.000 megawatts de eletricidade (1 megawatt = 1 milhão de watts). Grandes instalações nucleares podem ter vários reatores (**Figura 23.17**).

**FIGURA 23.17** ■ A instalação japonesa de Kashiwazaki-Kariwa é a maior usina nuclear do mundo, com sete reatores e uma capacidade total de geração que excede 8.200 megawatts. Ela foi danificada por um terremoto intenso (6,8 de magnitude) que atingiu a região em 16 de julho de 2007. [STR/AFP/Getty Images]

## Jornal da Terra

### 23.1 O repositório de lixo nuclear da Montanha Yucca

O Departamento de Energia dos Estados Unidos está desenvolvendo um depósito nacional para o combustível nuclear usado e resíduos radioativos de alto nível na Montanha Yucca, em Nevada. O material seria armazenado em túneis subterrâneos profundos em terras controladas pelo governo no local de testes de Nevada, localizado no deserto de Mojave, cerca de 145 km a noroeste de Las Vegas.

O combustível nuclear usado é o resíduo de usinas nucleares comerciais, submarinos e navios nucleares e reatores de pesquisa na forma de pelotas de urânio sólido com o tamanho aproximado de uma borracha de lápis. O resíduo radioativo de alto nível é o material extremamente radioativo gerado pela produção de armas nucleares. Atualmente, 56 mil toneladas métricas de combustível nuclear usado e 13 mil toneladas de resíduos radioativos de alto nível são armazenados acima do solo em 121 localizações temporárias em 39 Estados deste país.

Na Montanha Yucca, um complexo de prédios iria receber, embalar e preparar material radioativo para disposição subterrânea. O material seria armazenado em túneis de deposição 300 m abaixo da superfície da Montanha Yucca em lotes de resíduos com casco duplo e resistentes à corrosão protegidos por escudos de titânio, que limitariam a capacidade da queda de rochas ou da água entrar em contato com os lotes de resíduos.

O contexto geológico da Montanha Yucca a torna atraente para a criação de um depósito de lixo nuclear. Ela está em uma localização remota, com clima seco e reservatório de água subterrânea isolado. As formações rochosas são basicamente cinza vulcânica do Mioceno e derrames piroclásticos que se solidificaram pela fusão em conjunto (tufo soldado) ou por compressão (tufo não soldado). A Montanha Yucca consiste em camadas alternadas desse tufo de um vulcão extinto.

A precipitação média atual na superfície da montanha é de apenas 190 mm por ano, e o lençol d'água é muito profundo, cerca de 600 m abaixo do topo da montanha. O sistema de água subterrânea é parte da bacia hidrológica do Vale da Morte, que está geologicamente fechada e sem conexão com os aquíferos usados por Las Vegas e outros centros populacionais. Essas condições minimizam a possibilidade de contaminação do suprimento regional de água por lixo radioativo.

A energia nuclear fornece uma fração considerável da energia elétrica usada por alguns países, como a França (76%) e a Suécia (52%), mas essa proporção é muito menor nos Estados Unidos (21%). No geral, os 110 reatores nucleares deste país produzem cerca de 8% da sua demanda total de energia. A expectativa inicial de que os combustíveis nucleares forneceriam uma fonte de energia ampla, de baixo custo e ambientalmente segura não se confirmou, basicamente em função dos problemas de resíduos radioativos e os custos em ascensão de medidas rigorosas de segurança.

**RESERVAS DE URÂNIO** O urânio é encontrado como elemento-traço em alguns granitos, em uma concentração média de apenas 0,00016% das rochas. Além disso, apenas uma pequena proporção do urânio é urânio-235; seus outros isótopos, muito mais abundantes (como o urânio-238), não são radioativos o bastante para serem usados como combustível. Entretanto, o urânio é, de longe, nosso maior recurso energético capaz de ser explorado, com uma capacidade potencial de geração de energia de, no mínimo, 240 mil quads (ver Figura 23.7). Ele é tipicamente encontrado como pequenas quantidades do mineral uraninita (um óxido também denominado de pechblenda) em veios de granitos e de outras rochas ígneas félsicas. Em águas subterrâneas próximas à superfície, o urânio das rochas ígneas pode ser oxidado e dissolvido, sendo transportado e, mais tarde, reprecipitado como uraninita, nas rochas sedimentares.

**RISCOS DA ENERGIA NUCLEAR** As maiores desvantagens da energia nuclear são preocupações com a segurança dos reatores nucleares, o risco de contaminação ambiental com material radioativo e o potencial uso de combustíveis radioativos para a criação de armas nucleares.

Dois acidentes nucleares levantaram dúvidas a respeito da segurança da energia nuclear. O primeiro foi no reator de Three Mile Island, na Pensilvânia (EUA), em 1979. Um reator foi destruído, e fragmentos radiativos foram produzidos, porém ficaram confinados no edifício envolvente. Embora ninguém tenha sido ferido, muitos especialistas concordam que foi uma situação limite. Muito mais séria foi a destruição do reator nuclear da cidade de Chernobyl, na Ucrânia, em 1986. O reator ficou fora de controle por causa de erro de projeto e de erro humano. Os fragmentos radiativos foram carregados pelos ventos até a Escandinávia e a Europa Ocidental. A contaminação do solo e das construções tornou centenas de quilômetros quadrados da região em torno de Chernobyl inabitáveis. Estoques de alimentos em muitos países foram comprometidos pela queda de contaminantes e tiveram de ser destruídos. O número de mortes decorrentes de câncer provocado pela exposição ao material precipitado pode ser da ordem de milhares.

Potenciais danos a reatores nucleares em consequência de desastres naturais também são motivo de preocupação. Em 2007, a maior usina de energia nuclear do Japão foi danificada por um terremoto em uma falha próxima (mas não reconhecida de antemão) em alto-mar (ver Figura 23.17). Embora o vazamento de material radioativo tenha sido bastante pequeno, a usina teve que ser fechada para a realização de reparos extensos. Esse evento estimu-

A controvérsia em torno do repositório de resíduos concentrou-se, em grande parte, na estabilidade geológica da Montanha Yucca. A região é sísmica e vulcanicamente ativa. Diversas falhas que poderiam produzir terremotos intensos foram mapeadas próximo à montanha. Há diversos milhões de anos, erupções basálticas tiveram início na área, sendo que a última data de 80 mil anos atrás. Essas erupções eram menores e muito menos explosivas do que o vulcanismo félsico que formou os tufos da Montanha Yucca. No entanto, alguns geólogos manifestaram preocupação de que a atividade vulcânica ou sísmica poderia abalar o depósito durante os vários milhares de anos que o lixo nuclear permanecerá perigosamente radioativo.

Nos últimos 25 anos, US$ 13,5 bilhões foram gastos no desenvolvimento desse local na Montanha Yucca. Em 2008, o Departamento de Energia enviou um pedido de licença para a Comissão de Regulação Nuclear, buscando aprovação para construir o depósito. Esse passo sofreu forte oposição da delegação do Congresso de Nevada, e o Congresso cortou grande parte do financiamento ao depósito em 2009. Porém, uma lei de 1987 exigindo que o resíduo radioativo fosse armazenado na Montanha Yucca permanece nos livros, e certamente haverá pressão política para reavivar o projeto, pois o abandono da Montanha Yucca deixaria o país sem uma solução a longo prazo para o armazenamento de lixo radioativo.

Visão aérea da entrada norte do Depósito de Resíduo Nuclear da Montanha Yucca sendo desenvolvido no local de testes de Nevada, ao norte de Las Vegas. A Montanha Yucca é a cordilheira alta à direita da entrada. [Departamento de Energia dos Estados Unidos]

lou o governo japonês a reconsiderar as provisões de segurança sísmica de sua ampla rede de 55 usinas nucleares.

O urânio consumido nos reatores nucleares produz muitos rejeitos radiativos perigosos. Um sistema seguro de armazenagem de rejeitos por períodos longos não está ainda disponível, e os rejeitos de reatores estão sendo mantidos em depósitos temporários, nos locais onde se situam os reatores. Daqui a poucos anos, o espaço disponível para o armazenamento temporário alcançará o seu limite nos Estados Unidos. Embora muitos cientistas acreditem que a contenção geológica – enterramento de rejeitos nucleares em formações rochosas impermeáveis, profundas e estáveis – seja uma solução a ser trabalhada, não há ainda um plano aprovado para a armazenagem dos rejeitos mais perigosos pelas muitas centenas de milhares de anos necessários até que deixem de ser radiativos. A França e a Suécia, que obtêm muito mais eletricidade da energia nuclear do que os Estados Unidos, construíram ou depósitos ou reservatórios de rejeitos nucleares subterrâneos. Um repositório nacional, o Repositório de Resíduo Nuclear da Montanha Yucca, também está sendo desenvolvido nos Estados Unidos (ver Jornal da Terra 23.1), mas está envolvido em litígio judicial, no qual o Estado de Nevada luta para evitar que seja construído lá. Nenhum Estado quer ser o local de despejo de um risco ambiental a longo prazo. Nos Estados Unidos, esses problemas não resolvidos, além do perigo de que os combustíveis nucleares possam ser usados para construir armas nucleares, foram fundamentais para inibir a instalação de novas plantas de energia nuclear, que também tem sido postergada em outros países.

## Biocombustíveis

A biomassa é uma alternativa atraente para os combustíveis fósseis porque, pelo menos em princípio, é *neutra em carbono*; ou seja, o $CO_2$ produzido pela combustão de biomassa é, por fim, retirado da atmosfera pela fotossíntese vegetal e usado para produzir nova biomassa. Sobretudo, os **biocombustíveis** líquidos derivados da biomassa, como o *etanol* (álcool etílico: $C_2H_6O$), poderiam substituir a gasolina como sendo nosso principal combustível para automóveis.

O uso de biocombustíveis no transporte não é nada novo. O primeiro motor de combustão interna de quatro tempos, inventado por Nikolaus Otto em 1876, era movido a etanol, e o motor a diesel original, patenteado por Rudolf Diesel em 1898, usava óleo vegetal como combustível. O Ford Modelo T, de Henry Ford, produzido pela primeira vez em 1903, foi projetado para operar com etanol. Porém, logo após, o petróleo das novas reservas descobertas na Pensilvânia e no Texas tornou-se amplamente disponível, e os carros e caminhões foram convertidos quase inteiramente para gasolina à base de petróleo e combustível diesel.

O etanol pode ser misturado com a gasolina para abastecer a maioria dos motores de carros construídos atualmente. Ele é produzido principalmente do milho, nos Estados Unidos, e da cana de açúcar, no Brasil. Nos últimos 30 anos, o governo brasileiro tem se esforçado para substituir o petróleo importado pelo etanol nacional; hoje, mais de 30% dos combustíveis de automóveis brasileiros vêm da cana de açúcar, economizando ao país cerca de US$ 50 bilhões em importações de petróleo.

**FIGURA 23.18** ■ *Switchgrass*, uma planta perene nativa das Planícies Centrais, é uma fonte eficiente de etanol, o biocombustível mais popular. Aqui, o geneticista Michael Casler colhe sementes de *switchgrass* como parte de um programa de cultivo para aumentar a produção de etanol da planta. [Wolfgang Hoffmann]

No presente, apenas uma pequena fração da energia de transporte nos Estados Unidos (em torno de 2%) vem do etanol, mas o governo do país iniciou um programa emergencial para desenvolver métodos mais eficientes de produção de biocombustíveis, com uma meta de reduzir a importação de petróleo em, no mínimo, 75% antes de 2025. Uma plantação promissora de biomassa é a *switchgrass* (*Panicum virgatum*), uma planta perene nativa das Planícies Centrais (**Figura 23.18**). A *switchgrass* tem o potencial de produzir até 3.800 litros de etanol por acre anualmente, comparado com 2.500 litros para a cana de açúcar e 1.500 litros para o milho, e pode ser cultivada em campos abertos de pouca utilidade para outros tipos de agricultura. No entanto, a produção de biocombustível concorre com a produção de alimentos, isto é, o aumento daquele eleva o preço deste, o que reduz os benefícios econômicos dos biocombustíveis.

E os benefícios ambientais dos biocombustíveis? Eles podem ser mesmo neutros em carbono? Se a energia utilizada para fertilizar as plantas, transformá-las em biocombustíveis e entregar estes ao mercado vier primariamente dos combustíveis fósseis, então a resposta é não. O uso disseminado de biocombustíveis para o transporte, sem dúvida, reduziria o bombeamento de carbono da litosfera para a atmosfera, mas os especialistas ainda estão discutindo sobre a magnitude dessa redução.

## A energia solar

Entusiastas da energia solar nos lembram de que, "a cada 20 dias, a Terra recebe do Sol a energia equivalente a todas as reservas planetárias de carvão, petróleo e gás natural". A **energia solar** é inesgotável – o Sol vai continuar a brilhar pelo menos durante os próximos bilhões de anos. A má no-

**FIGURA 23.19** ■ Vista aérea do Parque Solar Gut Erlasse, uma usina de energia elétrica solar de 12 megawatts, localizada nas terras férteis da Bavária, próximo ao município de Arnstein, Alemanha. Os painéis de células solares inclinam-se e giram na direção do Sol durante o dia. [Daniel Karmann/European Pressphoto Agency]

**FIGURA 23.20** ■ A Barragem das Três Gargantas, no Rio Yang-Tsé da China, tem cerca de 2.335 m de extensão e 185 m de altura. Seus 32 geradores são capazes de produzir 22.500 megawatts de energia hidrelétrica. [AP photo/Xinhua Photo, Xia Lin]

tícia é que a atual tecnologia para converter em grande escala a energia solar em formas úteis, como calor e eletricidade, é ineficiente e cara; a boa notícia é que ela está melhorando.

A médio prazo, a única forma de energia solar que provavelmente será econômica é aquela utilizada para o aquecimento de residências, água e processos industriais e agrícolas. A eficiência da conversão da luz do Sol em eletricidade ainda é baixa, e os custos de instalação e de manutenção dos sistemas ainda são altos. A geração de energia solar ainda não é economicamente efetiva, embora plantas de energia solar estejam sendo construídas como projetos para demonstração (**Figura 23.19**). Além disso, as plantas de energia elétrica solar em escala comercial apresentam significativos problemas ambientais. Uma planta com uma capacidade elétrica de 100 megawatts (cerca de 10% da capacidade de uma planta de energia nuclear), localizada em uma região desértica, iria requerer pelo menos uma milha quadrada de terra e poderia alterar o clima local pela mudança significativa do balanço de radiação solar na área.

Em 2007, a energia solar fornecia apenas 0,08 quad do consumo energético dos Estados Unidos, menos de um décimo de 1%. Os entusiastas da energia solar acreditam que cerca de 20 quads por ano poderão ser fornecidos nos Estados Unidos em mais ou menos uma década. Essa quantidade é equivalente à metade do petróleo que o país utiliza atualmente. Outros acham mais realista uma cifra de menos de 10 quads por ano. Com pesquisa e desenvolvimento adequados, a energia solar poderá tornar-se economicamente competitiva e uma das principais fontes de energia em algumas décadas.

## Energia hidrelétrica

A **energia hidrelétrica** é derivada da água que, ao cair devido à força da gravidade, movimenta as turbinas elétricas. As quedas d'água ou os reservatórios artificiais das barragens fornecem a água necessária. A energia hidrelétrica depende do Sol, cuja energia move o sistema do clima e produz precipitação. Dessa forma, como a energia solar, ela é renovável. A energia hidrelétrica é limpa, relativamente isenta de riscos e barata.

A Barragem das Três Gargantas, no rio Yang-Tsé na China (**Figura 23.20**), é a maior instalação hidrelétrica do mundo. Ela é capaz de gerar 22.500 megawatts – quase 5% da demanda total de eletricidade da China. Entretanto, o projeto é polêmico, pois a barragem do Yang-Tsé causou inundações que deslocaram mais de um milhão de pessoas.

Nos Estados Unidos, as hidrelétricas fornecem cerca de 3 quad anuais, ou seja, cerca de 3% do consumo anual de energia. O Departamento de Energia dos Estados Unidos identificou mais de cinco mil locais onde novas hidrelétricas poderiam ser construídas e operadas de modo econômico. Entretanto, a expansão significativa da atual capacidade seria objeto de resistência, pois afogaria terras de fazenda e áreas de conservação da natureza sob os reservatórios das barragens, além de adicionar apenas uma pequena fração de energia para a demanda dos Estados Unidos. Por esse motivo, a maioria dos especialistas em energia espera que a proporção da energia daquele país produzida por energia hidrelétrica, na verdade, reduzirá no futuro.

## Energia eólica

A *energia eólica* é produzida pelo uso de um moinho de vento para movimentar um gerador elétrico (**Figura 23.21**). Embora o vento fosse responsável por menos de 1% do consumo de eletricidade dos Estados Unidos em 2007, seu uso está aumentando rapidamente à medida que há uma melhora nos projetos de moinhos e redução de custos. Incentivos fiscais estaduais e federais estão ajudando a estimular novas instalações de energia eólica, incitando

**FIGURA 23.21** ■ Essas fileiras de moinhos em Altamont, Califórnia (EUA), estão produzindo energia elétrica. [Glen Allison/Photodisc/Getty Images]

a taxa de crescimento dessa fonte de energia renovável para mais de 30% por ano.

O Departamento de Energia dos Estados Unidos estima que sopram ventos suficientes para a geração de energia em 6% da área terrestre do país continental, e que tais ventos têm o potencial de fornecer mais de 1,5 vez a atual demanda nacional de eletricidade. Porém, a coleta dessa energia exigiria a colocação de milhões de moinhos de 30 metros em mais de 550 mil $km^2$ de terra.

## A energia geotérmica

O calor interno da Terra pode ser explorado como fonte de *energia geotérmica*, conforme vimos no Capítulo 12. Embora seja improvável que a energia geotérmica substitua o petróleo como fonte principal de energia, ela pode ajudar a atender nossa demanda energética futura. Segundo uma estimativa islandesa, até 40 quad de eletricidade poderiam ser gerados por ano a partir de fontes acessíveis de energia geotérmica, mas até então apenas uma fração minúscula desse valor, cerca de 0,15 quad por ano, está sendo, de fato, gerada. Outro 0,12 quad de energia geotérmica é usado para aquecimento direto. Pelo menos 46 países utilizam, hoje, alguma forma de energia geotérmica.

Da mesma forma que as outras fontes de energia que já examinamos, a energia geotérmica apresenta alguns problemas ambientais. Pode ocorrer subsidência regional, se a água quente for retirada sem ser substituída. Além disso, as águas geotérmicas aquecidas podem conter sais e materiais tóxicos dissolvidos das rochas quentes.

# Mudança global

A expressão **mudança global** entrou no vocabulário mundial quando ficou evidente que as emissões da queima de combustíveis fósseis e de outras atividades estavam começando a alterar a química da atmosfera. As pessoas estão cada vez mais preocupadas com as mudanças antropogênicas que foram observadas em todos os componentes do sistema do clima. Esta seção descreverá três das mais sérias formas de mudança global antropogênica:

- O aquecimento global devido ao aumento das concentrações de dióxido de carbono e de outros gases de efeito estufa na atmosfera
- Acidificação oceânica em função do aumento do dióxido de carbono dissolvido na hidrosfera
- Perda de diversidade de espécies em razão de mudanças na biosfera

As consequências potencialmente sombrias da mudança global antropogênica estão motivando políticos a trabalharem em conjunto de forma inédita, à medida que todos nós tentamos evitar a "tragédia dos comuns": a deterioração de nossos recursos ambientais comuns por exploração excessiva. Nações vizinhas estão pondo em prática regulamentações mutuamente benéficas para lidar com problemas ambientais, e novos tratados internacionais estão sendo formulados em uma tentativa de gerenciar os efeitos antropogênicos sobre o meio am-

biente global. As geociências fornecem o conhecimento necessário para fazer escolhas racionais sobre a gestão ambiental em nível global.

## Gases de efeito estufa e aquecimento global

Desde o início da era industrial, a queima de combustíveis fósseis, o desmatamento, mudanças no uso da terra e outras atividades humanas causaram um aumento considerável das concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera. A **Figura 23.22** mostra as concentrações atmosféricas de três gases de efeito estufa – dióxido de carbono, metano e óxido nitroso – nos últimos 10 mil anos. Nos três casos, há uma correspondência notável com o tamanho da população humana (compare com a Figura 23.1): as concentrações permaneceram relativamente constantes durante quase todo o Holoceno, mas dispararam após a Revolução Industrial.

A concentração atmosférica global de metano aumentou praticamente 150% de seu valor pré-industrial, e, a do dióxido de carbono, 36%. Nos dois casos, os acréscimos observados podem ser explicados por atividades humanas, predominantemente pela agricultura e pelo uso de combustíveis fósseis. No entanto, o efeito estufa do metano é mais fraco do que o do dióxido de carbono, então mesmo que sua concentração relativa tenha subido mais, a contribuição ao aquecimento causado pelo efeito estufa é de apenas cerca de 30% a mais. O aumento pós-industrial de óxido nitroso, basicamente da agricultura, foi de 18%; sua contribuição ao aquecimento resultante do efeito estufa é uma pequena fração daquela do dióxido de carbono.

Tais aumentos das concentrações de gás de efeito estufa foram acompanhados por um acréscimo das temperaturas médias na superfície terrestre (ver Figura 15.19). As Nações Unidas, reconhecendo potenciais problemas apresentados por esse aquecimento, estabeleceram um Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Panel on Climate Change*, IPCC) em 1988 para avaliar a probabilidade de mudança climática antropogênica, seus potenciais efeitos e possíveis soluções. O IPCC oferece um fórum contínuo a centenas de cientistas, economistas e especialistas em políticas públicas para que trabalhem em conjunto a fim de compreenderem essas questões. Em reconhecimento ao trabalho pioneiro sobre as evidências e consequências da mudança climática global, o IPCC (junto com Al Gore, ex-vice-presidente dos Estados Unidos) recebeu o Prêmio Nobel da Paz de 2007.

Em seus principais relatórios de avaliação, publicados em 2001 e 2007, o IPCC obteve as seguintes conclusões:

- Desde o início do século XX, a temperatura média da superfície terrestre aumentou, em média, cerca de 0,6°C.
- Grande parte desse aquecimento foi causada por aumentos antropogênicos das concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa.
- As concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera continuarão a aumentar durante o século XXI, principalmente devido a atividades humanas.
- O aumento das concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa causará um significativo aquecimento global durante o século XXI.

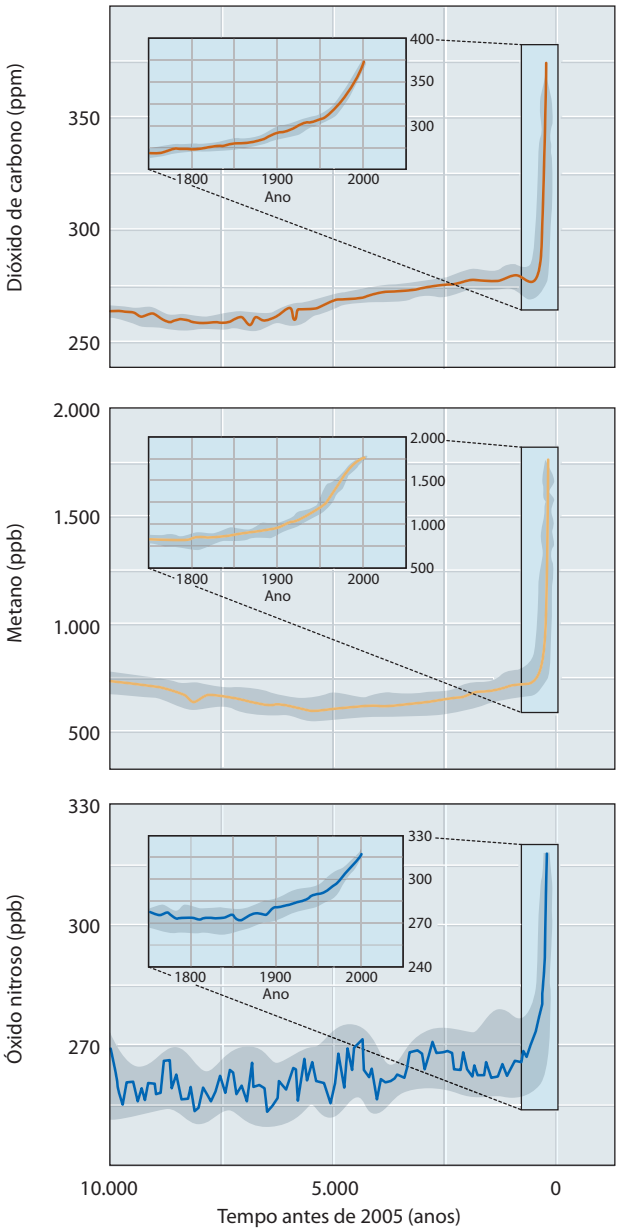



**FIGURA 23.22** ■ Concentrações atmosféricas de dióxido de carbono, metano e óxido nitroso nos últimos 10 mil anos (quadros grandes) e desde 1750 (quadros menores). Essas medições, compiladas pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas, foram derivadas de testemunhos de gelo e amostras atmosféricas. As faixas sombreadas mostram as incertezas nas medições. [IPCC, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007]

## Previsões de aquecimento global

O aquecimento no século XX, descrito no Capítulo 15, continua no século XXI. Os dez anos mais quentes desde o início das medições precisas de temperatura em 1880 ocorreram a partir de 1997, e os mais quentes de todos foram 1998 e 2005.

Quanto mais quente o planeta ficará? As projeções de aquecimento global são altamente incertas porque nosso conhecimento de como o sistema do clima funciona está incompleto. Além disso, a taxa de aquecimento dependerá de uma série de fatores socioeconômicos que governarão a velocidade das emissões de gases de efeito estufa, inclusive medidas ativas adotadas pela sociedade para limitar tais emissões.

O IPCC modelou aumentos das concentrações atmosféricas de $CO_2$ de acordo com três cenários diferentes (**Figura 23.23a**): dependência contínua de combustíveis fósseis como principal fonte de energia, por vezes chamado de cenário "referência", ou seja, "mantidas as tendências atuais"; maior uso de fontes alternativas de energia, inclusive energia nuclear e recursos renováveis; e até uma conversão mais rápida de combustíveis fósseis para alternativas mais limpas. No primeiro cenário, prevê-se que a concentração atmosférica de $CO_2$ exceda 900 ppm em 2100 – mais de três vezes acima do valor pré-industrial – enquanto o cenário de conversão rápida gera "apenas" duas vezes o valor anterior à Revolução Industrial.

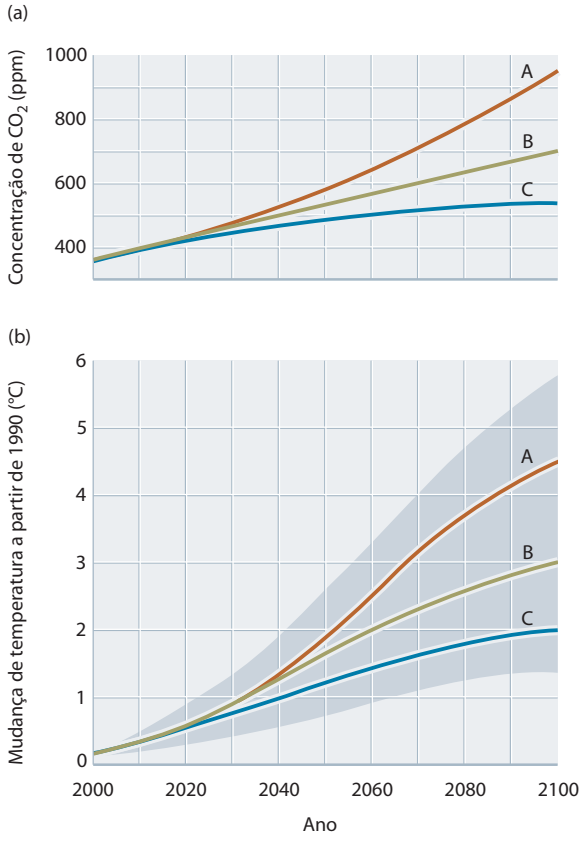



**FIGURA 23.23** ■ Projeções do IPCC de (a) concentrações atmosféricas de $CO_2$ e (b) média de temperaturas de superfície no século XXI baseada em três cenários econômicos: (A) cenário referência (dependência contínua de combustíveis fósseis); (B) uso mais equilibrado de combustíveis fósseis e não fósseis; e (C) conversão rápida para tecnologias de energia mais limpa e eficiente em recursos. A faixa sombreada no painel (b) mostra as incertezas das previsões em função do conhecimento incompleto do sistema do clima. [IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001]

A seguir, o IPCC usou as previsões de concentrações de gases de efeito estufa nesses três cenários para prever a média de temperaturas globais de superfície (Figura 23.23b). Descobriu-se que a faixa de prováveis aumentos de temperatura global durante o século XXI é de 1 a 6°C. Os menores valores dessa faixa serão atingidos apenas por reduções rápidas da queima de combustíveis fósseis e pela introdução de tecnologias de energia limpa e eficiente em recursos. Mesmo sob esse cenário otimista, é provável que o aumento de temperatura seja duas vezes maior do que o do século XX.

## Consequências do aquecimento global

Parece evidente que as emissões humanas de gases de efeito estufa causarão ainda mais aquecimento global, o que pode resultar em grandes mudanças no sistema do clima. Alguns dos efeitos desse aquecimento global já podem ser vistos e sentidos. Também está claro que tais mudanças têm o potencial de afetar a civilização de formas positivas e negativas. Porém, a previsão dos efeitos de mudanças climáticas é ainda mais difícil do que prever as mudanças climáticas em si.

**MUDANÇAS DE PADRÕES METEOROLÓGICOS REGIONAIS** Como o aumento do efeito estufa (associado a outros fatores, como mudanças no uso da terra) mudará as temperaturas da superfície terrestre? A **Figura 23.24** traz um mapa dos aumentos de temperatura previstos por um sofisticado modelo climático desenvolvido pelo Centro Hadley de Mudança Climática, do Reino Unido. Essas previsões foram baseadas nas taxas atuais de emissões de gases de efeito estufa (o cenário referência). O padrão geográfico previsto de mudanças de temperaturas exibe algumas semelhanças com o padrão observado no aquecimento do final do século XX na Figura 15.19. Sobretudo, o aquecimento é maior sobre a terra do que sobre os oceanos, e as regiões temperadas e polares do Hemisfério Norte mostram o maior aquecimento. Desta forma, os padrões geográficos de mudança climática no século XXI devem ser semelhantes aos observados nas últimas décadas.

O IPCC documentou a possibilidade de continuação de uma série de tendências atuais de padrões meteorológicos regionais:

- A frequência de eventos de precipitação intensa aumentou sobre muitas áreas continentais de forma consistente com os aumentos observados de temperatura e com o aumento resultante de concentrações atmosféricas de vapor d'água. Foi observada uma maior precipitação nas partes leste da América

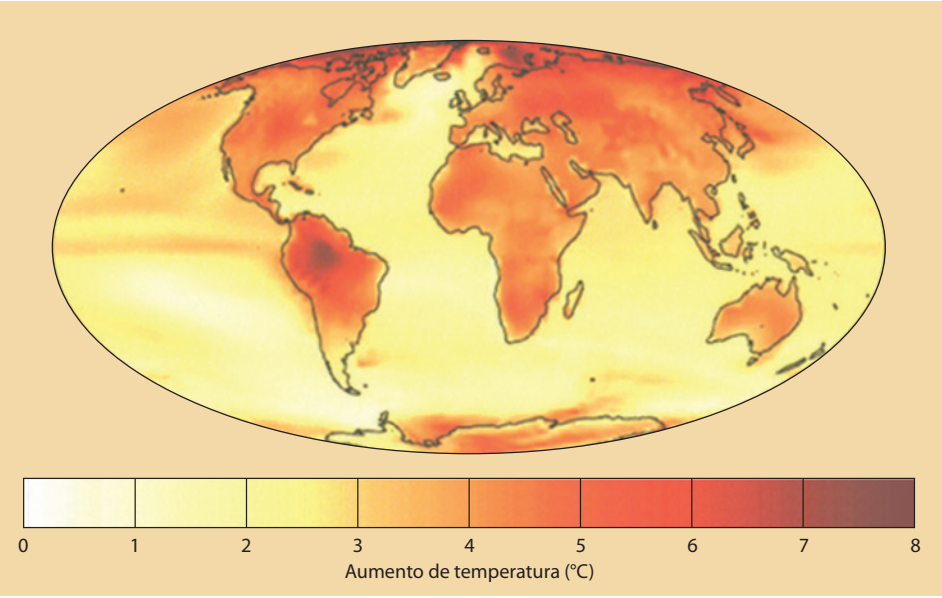



**FIGURA 23.24** ■ Média de temperaturas de superfície prevista para 2070-2100, expressa como diferenças de temperaturas médias de superfície medidas no mesmo local durante o período entre 1960 e 1990 (período de referência). Essas previsões foram feitas usando projeções de $CO_2$ do cenário de referência e de outras emissões de gases de efeito estufa (ver Figura 23.23a). [Dados do Centro Hadley de Mudança Climática; mapa cortesia de Robert A. Rohde]

do Norte e do Sul, norte da Europa e Ásia setentrional e central.

- Observaram-se secas no Sahel (**Figura 23.25**), no Mediterrâneo, no sul da África e em partes do sul da Ásia. Secas mais intensas e de maior duração foram observadas sobre áreas maiores desde a década de 1970, sobretudo nos trópicos e subtrópicos.
- Foram observadas mudanças generalizadas nos extremos de temperatura nos últimos 50 anos. Dias e noites frios e geadas ficaram menos frequentes, en-

**FIGURA 23.25** ■ Membros da tribo Gao, de Mali, cavam em busca de raízes comestíveis durante a seca no Sahel de 1984 e 1985. Espera-se que o aquecimento global aumente as secas nesta e em outras regiões subtropicais. [Frans Lemmers/Alamy]

quanto dias e noites quentes e ondas de calor tornaram-se mais frequentes.

- A atividade intensa de furacões no Atlântico Norte aumentou de forma consistente com os aumentos das temperaturas da superfície marinha. Embora não exista uma tendência nítida no número atual de furacões, o número de furacões muito fortes (tempestades de categoria 4 e 5) quase dobrou nas últimas três décadas.

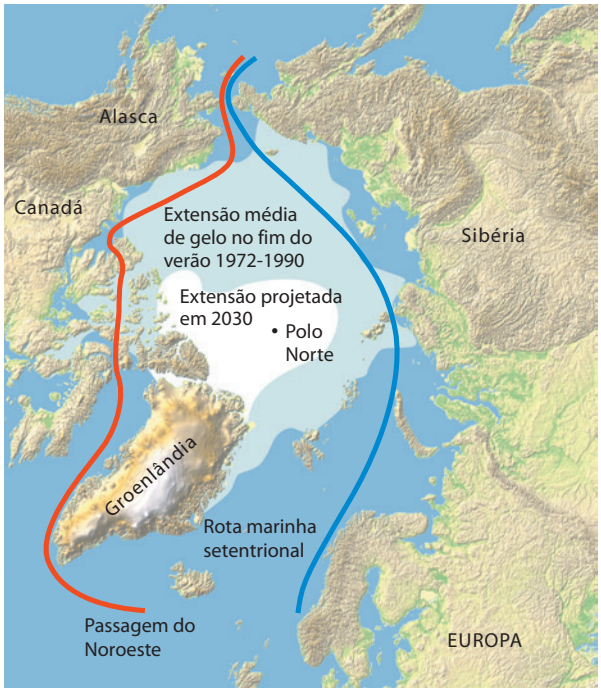
**MUDANÇAS NA CRIOSFERA** Em nenhum lugar os efeitos do aquecimento global são mais evidentes do que nas regiões polares. O volume de gelo marinho no Oceano Ártico está diminuindo, e a tendência de redução parece estar acelerando. A cobertura de gelo marinho em setembro de 2007 foi a mais baixa daquele mês desde o início dos registros por satélite em 1978: 4,1 milhões de quilômetros quadrados, uma redução de 45% em comparação com a média de 7,4 milhões de quilômetros quadrados entre 1978 e 1988. Segundo os modelos climáticos, grande parte do Oceano Ártico ficará sem gelo em algumas décadas (**Figura 23.26a**). A diminuição do gelo marinho já está abalando gravemente os ecossistemas árticos (Figura 23.26b).

As temperaturas no topo da camada do permafrost no Ártico subiram 3°C desde a década de 1980, e seu derretimento está desestabilizando estruturas, como o oleoduto Trans-Alasca (ver Figura 21.20). A área máxima coberta pelo solo congelado sazonalmente diminuiu cerca de 7% no Hemisfério Norte desde 1900, com uma redução na primavera de até 15%. As geleiras de vales em latitudes mais baixas recuaram durante o aquecimento do século XX (ver Figura 21.9). Trabalhos de campo rigorosos demonstraram que as taxas de recuo glacial e a perda da cobertura de neve estão aumentando nos dois hemisférios. Segundo um estudo realizado pela USGS, o Parque Nacional das Geleiras, no norte de Montana (EUA), perderá a última de suas geleiras em 2030!

**AUMENTO DO NÍVEL DO MAR** Como vimos no Capítulo 21, o derretimento do gelo marinho não afeta o nível do mar, mas o nível do mar sobe se as geleiras continentais derretem. O nível do mar também sobe à medida que aumenta a temperatura da água oceânica, acarretando um acréscimo minúsculo do volume geral (ver Capítulo 21, Geologia na Prática). O IPCC estima que o nível do mar subiu cerca de 170 mm em consequência do aquecimento do século XX. O nível do mar está atualmente subindo em torno de 3 mm por ano, e espera-se uma aceleração dessa taxa. Os modelos climáticos indicam que o nível do mar pode subir até um metro durante o século XXI, criando sérios problemas para países de baixa elevação, como Bangladesh (**Figura 23.27**). Na Costa Oriental e na Costa do Golfo dos Estados Unidos, inundações durante marés de tempestade costeiras poderiam ser agravadas.

**MIGRAÇÃO DE ESPÉCIES E DE ECOSSISTEMAS** À medida que os climas local e regional mudam, os ecossistemas mudarão com eles. Muitas espécies vegetais e animais terão dificuldade de se ajustarem à mudança climática rápida ou de migrarem para climas mais adequados. Os que não conseguirem se adaptar ao aquecimento rápido poderiam ser extintos. O aquecimento global já está sendo culpado por uma série de efeitos ecológicos adversos, como a perturbação dos ecossistemas árticos resultante do derretimento

(a)




(b)

**FIGURA 23.26** ■ O aquecimento global está derretendo a calota glacial do Ártico. (a) Este mapa do Ártico compara a extensão média da calota glacial polar no término do verão durante o período entre 1972 e 1990 com sua extensão projetada em 2030. Um benefício para a sociedade humana poderia ser a abertura da Passagem do Noroeste e outras rotas marítimas mais curtas entre os oceanos Atlântico e Pacífico no século XXI. (b) No entanto, espera-se que a mudança perturbe os ecossistemas árticos, afetando de forma negativa o hábitat de animais dessa região, como os ursos polares. [(a) Marinha dos Estados Unidos; (b) Thomas and Pat Leeson/Photo Researchers]

**FIGURA 23.27** ■ Inundação próxima à Baía de Bengala, Bangladesh, em setembro de 1998, a mais grave da história moderna. Mais de mil pessoas foram mortas e 30 milhões ficaram desabrigadas. Bangladesh, situada em uma elevação baixa, está sujeita a inundações ainda mais destruidoras conforme o nível do mar subir devido ao aquecimento global. [James P. Blair/National Geographic]

do gelo marinho e do permafrost e a disseminação de doenças tropicais, como a malária, à medida que mais partes do mundo são afetadas por um clima tropical.

**O POTENCIAL DE MUDANÇAS CATASTRÓFICAS AO SISTEMA DO CLIMA** Vimos, nos capítulos anteriores, que a história da Terra nem sempre é de mudança lenta e gradual. Ela é pontuada por eventos extremos – períodos curtos de mudança global rápida. A mudança climática global e outros efeitos antropogênicos poderiam dar origem a um desses eventos extremos?

As atuais concentrações atmosféricas de dióxido de carbono e de metano ultrapassam em muito qualquer coisa vista nos últimos 650 mil anos. Nosso sistema do clima, portanto, está entrando em território desconhecido. Alguns observadores acham que a credibilidade das projeções de mudança climática sofre porque pessoas demais estão correndo por aí e gritando "o céu está caindo!". Porém, a maioria dos cientistas acredita que essas projeções são conservadoras demais, porque não consideram de forma adequada algumas das retroalimentações positivas dentro do sistema do clima que poderiam aumentar significativamente a mudança climática:

- *Desestabilização das geleiras continentais*. O derretimento superficial da geleira da Groenlândia em 2005 foi o maior da história registrada, e existem indicações de que as correntes glaciais no manto de gelo estão acelerando muito mais rapidamente do que esperado. Se as geleiras da Groenlândia e da Antártida começarem a perder gelo em uma velocidade maior do que a precipitação de neve pode gerar novo gelo glacial, o nível do mar poderia começar a subir muito mais rapidamente do que as previsões do IPCC.
- *Bloqueio da circulação termo-halina*. Mudanças nos padrões de precipitação e evaporação estão reduzindo a salinidade da água do mar nas latitudes médias e altas. Alguns cientistas especularam que tal mudança poderia reduzir substancialmente a circulação termo-halina global (ver Figura 15.3b), que é movida por diferenças de temperatura e salinidade. Podem resultar mudanças importantes na Corrente do Golfo e em outros aspectos do sistema do clima.
- *Liberação de metano dos sedimentos do assoalho oceânico e do permafrost*. Lembre-se de que vimos, no Capítulo 11, que uma liberação massiva de metano de sedimentos do assoalho oceânico raso há cerca de 55 milhões de anos poderia ter causado um aquecimento global abrupto e levado à extinção em massa no limite Paleoceno-Eoceno. Hoje, há muito mais metano armazenado em sedimentos do assoalho oceânico raso e no permafrost do que foi liberado no fim do Paleoceno. Se o aquecimento global começar a descongelar os depósitos de metano, outro ciclo de fuga de aquecimento extremo pode ter início.

## Acidificação oceânica

Como vimos no Capítulo 15, cerca de 30% do dióxido de carbono emitidos na atmosfera pela combustão de combustíveis fósseis estão sendo absorvidos pelos oceanos (ver Figura 15.17). Os cientistas estão preocupados porque o aumento resultante na acidez da água do mar (ver Figura 15.13) pode reduzir os processos de calcificação subjacentes ao crescimento de crustáceos e à formação dos esqueletos externos duros dos corais.

Em janeiro de 2009, 155 cientistas marinhos de 26 países, reunidos sob o patrocínio das Nações Unidas, publicaram a Declaração de Mônaco, que afirma: "Estamos profundamente preocupados com as mudanças rápidas e recentes na química dos oceanos e com seu potencial, dentro de algumas décadas, de afetar gravemente os organismos marinhos... Danos severos são iminentes". Os cientistas mencionaram especificamente observações de diminuições no peso dos crustáceos relacionadas à acidificação e de crescimento desacelerado dos recifes de coral.

É provável que a acidificação oceânica afete muitos tipos de organismos marinhos, não apenas os que têm conchas e esqueletos de carbonato de cálcio. As anêmonas e as medusas, por exemplo, parecem ser suscetíveis até a pequenas mudanças na acidez da água do mar, e acréscimos maiores causam mudanças na química da água do mar que podem prejudicar a saúde de ouriços-do-mar e de lulas. A crescente acidez das águas da superfície oceânica também deve afetar as concentrações de metais-traço, como o ferro, um nutriente essencial ao crescimento de muitos organismos.

À medida que as atividades humanas continuam a bombear mais $CO_2$ para a atmosfera, o oceano continuará a se acidificar. Ainda é preciso confirmar se os organismos marinhos conseguem se adaptar a mudanças no armazenamento, mas os efeitos sobre a sociedade humana podem ser consideráveis. No curto prazo, danos a ecossistemas de recifes de coral e às indústrias da pesca e do turismo que dependem deles podem resultar em perdas econômicas de até muitos bilhões de dólares por ano. No longo prazo, mudanças na estabilidade de recifes costeiros podem reduzir a proteção que oferecem às costas, e também pode haver efeitos diretos e indiretos sobre espécies de peixes e crustáceos de importância comercial.

A acidificação oceânica é basicamente irreversível durante nossas vidas. Mesmo que consigamos, por mágica, reduzir a concentração atmosférica de $CO_2$ ao nível de 200 anos atrás, seria preciso dezenas de milhares de anos para que a química oceânica retornasse às condições que existiam naquela época.

## Perda de biodiversidade

Em 2003, Paul Crutzen, um químico atmosférico ganhador do Prêmio Nobel, propôs o reconhecimento de uma nova época geológica: o **Antropoceno**, ou Idade do Homem, que teria começado em torno de 1780, quando o motor a vapor movido a carvão de James Watt lançou a Revolução Industrial. As mudanças globais que marcam o limite entre o Holoceno e o Antropoceno estão apenas no início, então um cientista futuro com um registro completo dos próximos milhares de anos poderia posicionar tal limite em alguma data um pouco mais à frente. Contudo, o ponto central de Crutzen é que as mudanças globais estão ocorrendo de forma tão rápida que é provável que tal discussão seja de menor importância. Como aconteceu com muitos limites geológicos anteriores, o principal marcador será uma extinção em massa.

Entre 1850 e 1880, até 15% da superfície continental foi desmatada, e as taxas de desmatamento continuam a subir. Segundo as Nações Unidas, mais de 150 mil $km^2$ de florestas tropicais – cerca de 1% do recurso total – es-

**FIGURA 23.28** ■ O país do Haiti, uma ilha do Caribe, está atualmente 98% desmatado. [Daniel Morel/AP World Wide]

tão sendo convertidos, por ano, para outros usos da terra, principalmente para fins de agricultura. Em 1950, as florestas cobriam aproximadamente 25% do Haiti (um país em uma ilha do Caribe do tamanho do Estado norte-americano de Maryland); sua área florestal está atualmente em menos de 2% (**Figura 23.28**). Outros países em desenvolvimento enfrentam problemas semelhantes.

Considerando essas taxas de perda de hábitat, não surpreende o fato de que o número de espécies existentes – a medida mais importante de *biodiversidade* – está diminuindo. Os biólogos estimam que há mais de 10 milhões de espécies diferentes vivas no planeta hoje, embora apenas 1,5 milhão tenha sido oficialmente classificada. É difícil quantificar as taxas de extinção, mas a maioria dos cientistas especializados acredita que até um quinto de todas as espécies desaparecerá nos próximos 30 anos e que até metade delas pode ser extinta durante o século XXI. Um biólogo respeitado, Peter Raven, apresentou o problema de forma direta:

***Estamos enfrentando um episódio de extinção de espécies maior do que qualquer coisa que o mundo já sofreu nos últimos 65 milhões de anos. De todos os problemas globais que nos desafiam, este é o que está se movendo com maior velocidade e o que terá as consequências mais sérias. E, diferente de outros problemas ecológicos globais, este é completamente irreversível.***

Alguns observadores, como o sociobiólogo E. O. Wilson, chegaram ao ponto de chamar o rápido declínio atual da biodiversidade mundial de "Sexta Extinção", posicionando-a na mesma classificação que as "cinco principais" extinções em massa do Éon Fanerozoico (ver Figura 11.12). No entanto, outros consideram essa extrapolação prematura, pois mesmo as rápidas perdas de biodiversidade que vemos hoje não necessariamente afetarão o registro fóssil de modo tão profundo quanto, digamos, a extinção em massa no final do Período Cretáceo, ou mesmo a extinção em massa menos grave associada ao aquecimento global no limite Paleoceno-Eoceno.

## Engenharia e gestão do sistema Terra

Usando qualquer medida, os problemas que enfrentamos no confronto com a mudança global são desanimadores. Se a população humana e seu uso energético *per capita* continuarem a crescer nas taxas atuais, nossa dependência contínua de combustíveis fósseis fará com que a taxa anual de emissões de carbono quase dobre nos próximos 50 anos, de 8 para, no mínimo, 15 Gt. A concentração de $CO_2$ na atmosfera atingirá 650 ppm e continuará a aumentar daí para frente, com as consequências potencialmente desastrosas que descrevemos. O controle de nossas emissões de carbono – talvez a tarefa mais importante da civilização – exigirá uma colaboração extraordinária entre geocientistas, autoridades e a população.

### Política energética

Praticamente não resta dúvida de que precisamos fazer mudanças nas fontes energéticas que usamos e na maneira como são utilizadas. Um conjunto de questões que as autoridades devem considerar é quanto dinheiro devemos gastar para frear as emissões antropogênicas de carbono e se os benefícios justificam os custos. Gastos demasiados poderiam deprimir a economia e causar desemprego, mas a prevenção dos efeitos mais drásticos da mudança climática pode custar muito menos do que ter que lidar com tais desastres depois de acontecerem.

Uma solução parcial – e certamente a mais econômica – é melhorar a eficiência do uso de energia e reduzir o desperdício. Na realidade, a utilização de energia de modo mais eficiente é como descobrir uma nova fonte de combustível. Alguns especialistas acreditam que os Estados Unidos possam reduzir suas emissões de gases do efeito estufa em até 50%, em comparação com os níveis de 1990, implementando medidas de eficiência que tenham custo relativamente baixo. Por exemplo, isolamento de prédios, uso de luz fluorescente, em vez de luz incandescente, melhoria da eficiência do combustível de motores e uso mais assíduo do gás natural. A economia dos custos energéticos poderia ser de centenas de bilhões de dólares por ano. Esses passos modestos também ofereceriam benefícios extras, inclusive custos mais baixos de fabricação e melhoria da qualidade do ar.

Muitos observadores diriam que os combustíveis fósseis são simplesmente baratos demais nos Estados Unidos. Não há imposto sobre as emissões de carbono, como ocorre em muitos outros países em desenvolvimento; por consequência, há pouco incentivo à conservação energética ou à conversão para novas fontes de energia. Se os custos econômicos completos dos combustíveis fósseis – como os custos de limpar a poluição atmosférica, derramamentos de petróleo e outros danos ambientais; os custos de défices comerciais; e os custos militares de defender estoques de petróleo, assim como os custos do aquecimento global – fossem incluídos em seus preços, as fontes alternativas de energia poderiam se tornar muito mais competitivas com os combustíveis fósseis. Porém, essa *contabilidade completa de custos* não tem tido apelo político nos Estados Unidos.

Também enfrentamos a questão de justiça na política internacional. Os Estados Unidos, o Canadá, a União Europeia e o Japão – com apenas 25% da população mundial – são responsáveis por cerca de 75% do aumento global da concentração atmosférica de gases de efeito estufa. Essas nações industriais ricas têm melhores condições de arcar com os custos de suas emissões de gases de efeito estufa do que os países em desenvolvimento. A China, por exemplo, depende de enormes depósitos de carvão para seu rápido crescimento econômico; ela tornou-se a líder mundial em emissões de gases de efeito estufa em 2007 (**Figura 23.29**). Os países em desenvolvimento argumentam que precisarão de suporte financeiro e tecnológico dos países desenvolvidos para ajudá-los a reduzir as

**FIGURA 23.29** ■ Usina termelétrica a carvão próxima a Ordos, uma cidade no norte da China. Em 2007, a China tomou o lugar dos Estados Unidos como o país com a maior taxa de emissões de gases de efeito estufa. As economias de carbono da China, da Índia e de outros países em desenvolvimento terão uma enorme influência no clima futuro. [ZumaWire/Newscom]

emissões. As autoridades concordam que os problemas da mudança climática global não podem ser solucionados em nível nacional e terão que ser enfrentados por meio de cooperação internacional.

## Uso de recursos energéticos alternativos

Como vimos, nenhuma fonte de energia alternativa poderá substituir rapidamente os combustíveis fósseis. Porém, alguns recursos energéticos renováveis, como a energia solar, a energia eólica e os biocombustíveis, estão se tornando contribuintes mais importantes para o nosso sistema energético. Se essas tecnologias fossem implantadas de forma agressiva nos próximos 50 anos, juntas poderiam reduzir gigatoneladas de emissões de carbono por ano.

Outro medida que poderia ser adotada é aumentar o uso de energia nuclear. A capacidade de usinas nucleares, que hoje é de aproximadamente 350 gigawatts, poderia ser facilmente triplicada nos próximos 50 anos, mas essa opção não é atraente para muitas pessoas, pelos motivos que descrevemos. Existe o potencial de tecnologias nucleares mais limpas, como a *energia de fusão*, que é a utilização de pequenas explosões termonucleares controladas para gerar energia. Mas o progresso científico em direção a esse objetivo tem sido lento, sendo necessárias inovações conceituais.

## A engenharia do ciclo do carbono

E a possibilidade de projetar o ciclo do carbono para reduzir a acumulação de gases de efeito estufa na atmosfera? Diversas tecnologias promissoras pretendem reduzir as emissões de gases de efeito estufa pelo bombeamento do $CO_2$ gerado pela queima de combustíveis fósseis em reservatórios que não sejam a atmosfera – um procedimento conhecido como **sequestro de carbono**.

Um reservatório alternativo óbvio para o carbono é a biosfera. No Capítulo 15, vimos que as florestas extraem $CO_2$ da atmosfera em quantidades surpreendentemente grandes. Leis sobre uso da terra para desacelerar as altas taxas atuais de desmatamento, além de incentivar o reflorestamento e produção de outra biomassa, poderiam ajudar a mitigar a mudança climática antropogênica.

A biotecnologia pode oferecer algumas maneiras de aumentar a capacidade que a biosfera tem de sequestrar carbono. Uma possibilidade é a engenharia de bactérias geneticamente modificadas que seriam capazes de metabolizar o metano, sequestrando o carbono contido nele e liberando hidrogênio. O hidrogênio é o combustível limpo supremo; sua queima produz somente água. Os extremófilos (ver Capítulo 11) podem fornecer modelos para projetar tais entidades biológicas.

Outra possibilidade controversa é a fertilização da biosfera marinha. Sabemos que os *fitoplânctons* (pequenos organismos marinhos fotossintéticos) consomem

$CO_2$ da atmosfera por fotossíntese. Na maioria das regiões do oceano, a produtividade de fitoplânctons é limitada pela falta de nutrientes, como ferro. Experimentos preliminares na década de 1990 sugeriram que o crescimento de fitoplânctons poderia ser estimulado pelo despejo de quantidades modestas de ferro no oceano. Infelizmente, parece que a fertilização do oceano desta forma também estimula o crescimento de animais que comem o fitoplâncton e retornam o $CO_2$ rapidamente para a atmosfera. Como sugere este último exemplo, a utilização da biotecnologia para extrair $CO_2$ da atmosfera em grande escala exigirá uma compreensão muito maior dos ecossistemas terrestres e marinhos para evitar consequências indesejadas. Entretanto, esse tipo de engenharia do sistema Terra não é tão absurdo quanto já pode ter parecido.

Uma tecnologia direta para o sequestro do carbono – o armazenamento subterrâneo do $CO_2$ – é uma promessa considerável. O dióxido de carbono capturado de poços de petróleo e gás já está sendo bombeado de volta ao solo como forma de mover o petróleo na direção dos poços. Se a captura e o armazenamento subterrâneo do $CO_2$ de usinas termelétricas a carvão fossem economicamente viáveis, os abundantes recursos carboníferos mundiais seriam muito mais atraentes como substitutos do petróleo.

## Estabilização das emissões de carbono

As estratégias e tecnologias que acabamos de discutir podem parecer promissoras, mas serão suficientes? Segundo o cenário de referência, conforme vimos, espera-se que as emissões de carbono aumentem em, no mínimo, 7 Gt por ano durante a próxima metade do século. Como é possível deter tal aumento? Em outras palavras, o que seria preciso para *estabilizar as emissões de carbono e mantê-las nos níveis atuais*?

Dois cientistas da Universidade de Princeton, Stephen Pacala e Robert Socolow, propuseram uma estrutura quantitativa simples para lidar com esse problema específico. Eles começam admitindo que não existe uma única solução para o problema – nenhuma "solução milagrosa". Pelo contrário, dividem o problema no que chamam de **cunhas de estabilização**, sendo que cada uma compensa o crescimento projetado das emissões de carbono em 1 Gt por ano nos próximos 50 anos (**Figura 23.30**). Portanto, uma cunha corresponde aproximadamente a um sétimo da solução.

A implantação de cada cunha de estabilização será uma tarefa monumental. Para atingir a cunha 1, por exemplo, a quilometragem média de gasolina de toda a frota mundial de veículos de passageiros, que crescerá para dois bilhões em meados do século, terá de ser aumentada de forma constante de 13 quilômetros por litro (km/l) para 25 km/l. Esse cálculo presume que um carro percorre 16 mil quilômetros por ano – a taxa média atual. Uma alternativa, não exibida na figura, seria manter uma quilometragem de 13 km/l, mas reduzir o volume médio de uso de automóveis pela metade, para oito mil quilômetros por ano. Outra alternativa (cunha 2) seria converter todos os carros para biocombustíveis. O cultivo dessa quantidade de biocombustível consumiria um sexto da terra fértil do mundo, então essa estratégia poderia afetar de forma adversa a produtividade agrícola e os suprimentos alimentares.

Algumas cunhas de estabilização envolvem tecnologias controversas ou caras, como a expansão da energia nuclear por um fator de três (cunha 3), o aumento do número de moinhos grandes até atingir a cifra de milhões (cunha 4) ou a cobertura de vastas áreas desérticas com painéis solares (cunha 5). Pelo menos uma das cunhas propostas, a captura e armazenamento de carbono emitido de usinas termelétricas a carvão (cunha 6), está na margem da viabilidade tecnológica atual. A última opção – eliminação do desmatamento tropical e reflorestamento de enormes áreas continentais adicionais (cunha 7) – é apoiada por muitas pessoas em princípio, mas seria difícil atingi-la sem impor restrições severas a países em desenvolvimento, como o Brasil.

A estabilização de emissões de carbono nas taxas atuais reduziria, mas não eliminaria a ameaça de mudança climática global. O cenário de estabilização (cenário C na Figura 23.23) ainda permitiria que a concentração atmosférica de $CO_2$ crescesse para 500 ppm, quase duas vezes acima do valor pré-industrial. Seriam necessárias reduções posteriores de emissões de carbono durante a segunda metade do século XXI para manter as concentrações atmosféricas abaixo desse valor. Os modelos climáticos indicam que tal cenário ainda aumentaria a média de temperatura global em cerca de 2°C, mais de três vezes acima do aquecimento total do século XX (ver Figura 23.23b).

Apesar disso, o acréscimo contínuo das concentrações atmosféricas de $CO_2$ não é inevitável. O estoque disponível de cunhas de estabilização constitui uma estrutura tecnológica para a ação coordenada dos governos. Será difícil desenvolver o consenso público amplo necessário para levar o problema da estabilização a sério, sem falar nos acordos internacionais que serão precisos para implantar as tecnologias exigidas. Porém, conforme demonstra a análise de Pacala e Socolow, ainda há tempo para ações que podem reduzir de modo substancial a mudança global antropogênica. Se podemos aproveitar essa oportunidade dependerá de nosso entendimento do problema, das potenciais soluções e das consequências da inércia.

## Desenvolvimento sustentável

O termo **desenvolvimento sustentável** está surgindo com frequência cada vez maior em jornais, debates públicos, discussões em salas de aulas e publicações científicas. O conceito foi popularizado pelo relatório *Nosso Futuro Comum*, publicado em 1987 pela Comissão Mundial sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento

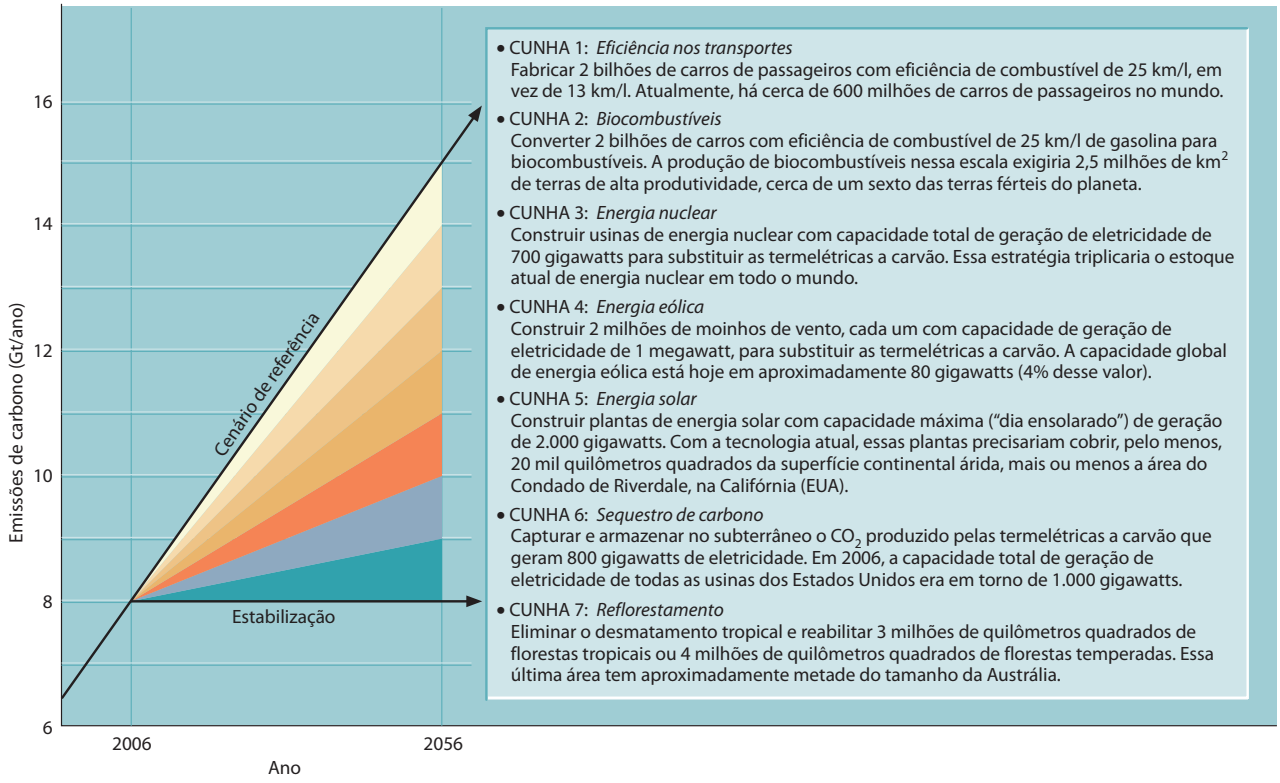



**FIGURA 23.30** ■ De acordo com o cenário de referência, espera-se que as emissões de carbono aumentem, no mínimo, 7 Gt nos próximos 50 anos. O problema de estabilizar as emissões de carbono e mantê-las no nível atual (2006) pode ser dividido em sete cunhas de estabilização, sendo que cada uma representa uma redução de emissões de 1 Gt por ano em 2056. Ao lado de cada cunha, listam-se ações possíveis que usam tecnologias existentes para atingir reduções de uma cunha. [Fonte: S. Pacala and R. Socolow, *Science* 305: 968-972 (2004)]

(também conhecida como Comissão Brundtland), em que foi definido como "o desenvolvimento que atende às necessidades do presente sem comprometer a capacidade das gerações futuras de satisfazerem suas próprias necessidades". É difícil definir desenvolvimento sustentável com maior precisão, mas tal definição oferece uma visão atraente, talvez um tanto utópica: uma civilização que gerencia suas interações com o sistema Terra com cuidado, para garantir um meio ambiente hospitaleiro às gerações futuras.

A sustentabilidade envolve muitas questões econômicas e políticas sobre as quais muitos países discordam, portanto não será fácil criar uma estratégia global que mova a civilização rumo a essa meta. Como pré-requisito, as geociências terão que fornecer um conhecimento melhor sobre como os geossistemas operam, interagem e são perturbados por atividades humanas.

Como disse o romancista francês Marcel Proust, "a verdadeira viagem de descoberta não consiste na busca de outras terras, mas em ver com novos olhos". Esperamos que este livro-texto tenha dado novos olhos para ver a questão crucial da mudança global e de outros problemas das geociências que confrontam sua geração.

## RESUMO

***Em que sentido a civilização humana é um geossistema global?*** A sociedade humana controla os meios de produção de energia em escala global e agora compete com os sistemas da tectônica de placas e do clima para modificar o ambiente da superfície terrestre. A maior parte da energia utilizada pela civilização humana atualmente vem dos combustíveis baseados em carbono. A ascensão da economia do carbono alterou seu ciclo natural, criando um novo e enorme fluxo de carbono da litosfera para a atmosfera. Se esse fluxo continuar sem interrupção, as concentrações de $CO_2$ na atmosfera irão duplicar por volta da metade do século XXI.

***Como categorizamos nossos recursos naturais?*** Os recursos naturais podem ser classificados como renováveis ou não renováveis, dependendo se são reabastecidos por processos geológicos a taxas comparáveis às taxas com que os consumimos. As reservas são os suprimentos conhecidos de recursos naturais que podem ser explorados economicamente sob as condições atuais.

***Qual é a origem do petróleo e do gás natural?*** O petróleo e o gás natural formam-se a partir da matéria orgânica depositada em sedimentos marinhos pobres em oxigênio, tipicamente em águas marinhas costeiras. Os materiais orgânicos são soterrados à medida que aumenta a espessura das camadas sedimentares. Sob calor e alta pressão, a matéria orgânica soterrada é transformada em hidrocarbonetos líquidos e gasosos. O petróleo e o gás acumulam-se em estruturas geológicas chamadas de armadilhas geológicas, que confinam os fluidos dentro de barreiras impermeáveis.

***Por que há preocupações com relação ao estoque mundial de petróleo?*** O petróleo é um recurso não renovável: nas taxas atuais de uso, ele será exaurido muito mais rapidamente do que os processos geológicos poderiam repor. Portanto, à medida que o petróleo é extraído dos reservatórios de hidrocarboneto do mundo, sua disponibilidade diminui e os preços sobem. A questão central não é quando o petróleo se esgotará, mas quando sua produção global atingirá o pico de Hubbert – quando irá parar de crescer e começar a entrar em declínio. Os otimistas do petróleo argumentam que os recursos do petróleo ainda irão satisfazer a demanda por décadas; os pessimistas acham que estamos a poucos anos de atingir o pico de Hubbert.

***Qual é a origem do carvão e quais são as consequências de sua combustão?*** O carvão é formado pelo soterramento, compressão e diagênese da vegetação de pântanos. Há grandes recursos de carvão em rochas sedimentares. A combustão do carvão é uma grande fonte de dióxido de carbono e das emissões ácidas precursoras da chuva ácida. Além disso, a mineração do carvão e as substâncias tóxicas produzidas por sua combustão apresentam riscos à vida humana e ao meio ambiente. Entretanto, devido a sua abundância e baixo custo, o uso de carvão vai, provavelmente, aumentar.

***Quais são as perspectivas para as fontes de energia alternativas?*** Entre as fontes alternativas, podem-se citar os biocombustíveis e as energias nuclear, solar, hidrelétrica, eólica e geotérmica. Consideradas em conjunto, essas fontes de energia atualmente fornecem apenas uma pequena percentagem da demanda energética mundial. A energia nuclear produzida pela fissão do urânio, o recurso energético explorável mais abundante do mundo, pode ser uma importante fonte de energia, mas somente se a sociedade puder ser convencida de sua segurança. Com avanços na tecnologia e redução de custos, recursos renováveis, como a energia solar, a eólica e a da biomassa poderão tornar-se fontes importantes no século XXI.

***Quanto aquecimento global haverá no século XXI e quais serão suas consequências?*** As concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa continuarão a subir durante o século XXI, basicamente devido à queima de combustíveis fósseis e a outras atividades humanas. A magnitude do aumento dependerá da adoção de medidas ativas pela sociedade para limitar as emissões de gases de efeito estufa. As projeções de aquecimento climático no século XXI são altamente incertas, mas a faixa do provável aquecimento é de 1 a 6°C. Esse aquecimento perturbará os ecossistemas e aumentará a taxa de extinção de espécies. Os oceanos aquecerão e se expandirão, aumentando o nível do mar em até um metro. A calota glacial do Ártico continuará a encolher rapidamente, e espera-se que grande parte do Oceano Ártico fique sem gelo.

***Que outros tipos de mudança global antropogênica estão degradando nosso meio ambiente?*** A acidificação oceânica está reduzindo a capacidade que os crustáceos e os corais têm de calcificar suas conchas e esqueletos e pode afetar de modo adverso muitos outros tipos de organismos marinhos, prejudicando os ecossistemas marinhos. A biodiversidade de ecossistemas continentais está em declínio em razão da perda de hábitat e dos efeitos do aquecimento global. A rápida taxa atual de extinção de espécies pode, por fim, levar a uma redução da biodiversidade equivalente às extinções em massa do passado.

***Como podemos estabilizar as emissões de carbono nos níveis atuais?*** Se a civilização humana continuar a depender de combustíveis fósseis, as emissões antropogênicas de carbono aumentarão, pelo menos, 7 Gt nos próximos 50 anos. Esse problema pode ser enfrentado com a implantação de sete cunhas de estabilização, sendo que cada uma representa uma estratégia para reduzir o crescimento projetado de emissões de carbono em 1 Gt por ano.

## CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

Antropoceno (p. 678)
areias betuminosas (p. 667)
armadilha de petróleo (p. 660)
biocombustível (p. 669)
combustível fóssil (p. 656)
cunha de estabilização (p. 681)
desenvolvimento sustentável (p. 681)
economia do carbono (p. 657)
energia hidrelétrica (p. 671)
energia nuclear (p. 667)
energia solar (p. 670)
folhelho betuminoso (p. 667)
janela do petróleo (p. 660)
mudança global (p. 672)
pico de Hubbert (p. 662)
quad (p. 657)
recurso (p. 655)
recurso não renovável (p. 655)
recurso natural (p. 655)
recurso renovável (p. 655)
reserva (p. 655)
sequestro de carbono (p. 680)

## EXERCÍCIOS

1. Descreva em que aspectos a civilização humana é essencialmente distinta dos geossistemas naturais que estudamos neste livro-texto.
2. Qual combustível fóssil produz a menor quantidade de $CO_2$ por unidade de energia: petróleo, gás natural ou carvão?
3. Quais são os pré-requisitos para que as armadilhas de petróleo contenham esse combustível fóssil?
4. Explique quais dos seguintes fatores são importantes para estimar o estoque futuro de petróleo e gás natural: (a) a taxa de acumulação de petróleo e gás, (b) a taxa de esgotamento de reservas conhecidas, (c) a taxa de descoberta de novas reservas, (d) o volume total de petróleo e gás presentes atualmente na Terra.
5. Um programa agressivo de perfuração no Refúgio Nacional da Vida Selvagem do Ártico pode produzir até 12 bilhões de barris de petróleo. Considerando as taxas atuais de consumo, por quantos anos esse recurso abasteceria a demanda de petróleo dos Estados Unidos?
6. Quais são os três países com as maiores reservas de carvão?
7. Se continuarmos bombeando $CO_2$ na atmosfera e o clima terrestre aquecer de modo significativo nos próximos 100 anos, como o ciclo do carbono pode ser afetado?
8. Certa vez, um economista escreveu: "A mudança prevista de temperatura global em consequência da atividade humana é menor do que a diferença da temperatura de inverno entre Nova York e Flórida, então por que se preocupar?". Devemos nos preocupar? Por que ou por que não?

## QUESTÕES PARA PENSAR

1. De que forma o motor interno da Terra contribui para a formação de recursos de combustíveis fósseis?
2. Você é um otimista ou pessimista do petróleo? Justifique sua resposta.
3. Quais questões relacionadas ao uso da energia nuclear podem ser abordadas por geólogos?
4. Compare os riscos e benefícios da fissão nuclear e da combustão do carvão como fontes de energia.
5. Qual é a principal fonte de energia que você pensa que vai ser utilizada em 2030? E no ano 2100?
6. Você acha que devemos agir agora para reduzir as emissões de carbono ou postergar até que o funcionamento do sistema do clima seja melhor compreendido?
7. Os Estados Unidos têm justificativa ao afirmarem que os países em desenvolvimento que hoje utilizam muito menos combustível fóssil do que países desenvolvidos concordem em limitar suas emissões futuras de carbono?
8. Você acha que cientistas e engenheiros futuros conseguirão modificar o ciclo natural do carbono para evitar mudanças catastróficas no sistema do clima?
9. Você acha que um geólogo, daqui a milhares de anos, irá considerar a Revolução Industrial como sendo o início de uma nova época geológica?

## NOTAS DE TRADUÇÃO

[1] Um barril de petróleo equivale a 158,98 litros.

[2] Pronuncia-se [kwõd] e não tem tradução para o português. Trata-se de unidade de medida de energia usada somente nos Estados Unidos e no Reino Unido, assim como o BTU. Um quad equivale a $2{,}9307 \times 10^{12}$kw.h.

[3] O termo inglês *offshore*, eventualmente não é traduzido na literatura técnica brasileira. Ele designa a região situada mar adentro, a partir da linha de arrebentação das ondas.

[4] No Brasil, a Petrobrás explora campos de petróleo que se situam, em sua maior parte (cerca de 65% em 2012) em profundidades da lâmina d'água maior que 400m. No caso dos campos pré-sal, a profundidade da água pode ultrapassar 2.000m.

[5] O derramamento de 24 de março de 1989 foi o maior da história, levando à morte 250 mil aves marinhas, 2.800 lontras, 300 focas, 250 águias, 22 baleias e bilhões de salmões e ovos de arenque. A empresa de petróleo *Exxon Mobil* (Esso) gastou 2,2 bilhões de dólares para limpar a baía Príncipe William, no Alasca, e 1 bilhão de dólares em pesquisas e programas ambientais. Porém, um estudo publicado na revista *Science* (dez. 2003) mostrou que, 14 anos depois do desastre, os efeitos tóxicos residuais da degradação do petróleo têm continuado, levando à morte ovos de salmões-rosa e retardando o crescimento de populações de lontras marinhas e patos.

[6] Em inglês, *Arctic National Wildlife Refuge*.

# APÊNDICE 1 Fatores de conversão

### Comprimento

| | |
|---|---|
| 1 centímetro | 0,3937 polegada |
| 1 polegada | 2,5400 centímetros |
| 1 metro | 3,2808 pés; 1,0936 jarda |
| 1 pé | 0,3048 metro |
| 1 jarda | 0,9144 metro |
| 1 quilômetro | 0,6214 milha (terrestre); 3.281 pés |

### Comprimento

| | |
|---|---|
| 1 milha (terrestre) | 1,6093 quilômetro |
| 1 milha (náutica) | 1,8531 quilômetro |
| 1 fathom | 6 pés; 1,8288 metro |
| 1 angstrom | $10^{-8}$ centímetros |
| 1 micrômetro | 0,0001 centímetro |

### Velocidade

| | |
|---|---|
| 1 quilômetro/hora | 27,78 centímetros/segundo |
| 1 milha/hora | 17,60 polegadas/segundo |

### Área

| | |
|---|---|
| 1 centímetro quadrado | 0,1550 polegada quadrada |
| 1 polegada quadrada | 6,452 centímetros quadrados |
| 1 metro quadrado | 10,764 pés quadrados; 1,1960 jarda quadrada |
| 1 pé quadrado | 0,0929 metro quadrado |
| 1 quilômetro quadrado | 0,3861 milha quadrada |
| 1 milha quadrada | 2,590 quilômetros quadrados |
| 1 acre (Estados Unidos) | 4.840 jardas quadradas |

### Volume

| | |
|---|---|
| 1 centímetro cúbico | 0,0610 polegada cúbica |
| 1 polegada cúbica | 16,3872 centímetros cúbicos |
| 1 metro cúbico | 35,314 pés cúbicos |
| 1 pé cúbico | 0,02832 metro cúbico |
| 1 metro cúbico | 1,3079 jarda cúbica |
| 1 jarda cúbica | 0,7646 metro cúbico |
| 1 litro | 1.000 centímetros cúbicos; 1,0567 quarto (líquido, Estados Unidos) |
| 1 galão (líquido, Estados Unidos) | 3,7853 litros |

### Massa

| | |
|---|---|
| 1 grama | 0,03527 onça |
| 1 onça | 28,3495 gramas |
| 1 quilograma | 2,20462 libras |
| 1 libra | 0,45359 quilograma |

### Pressão

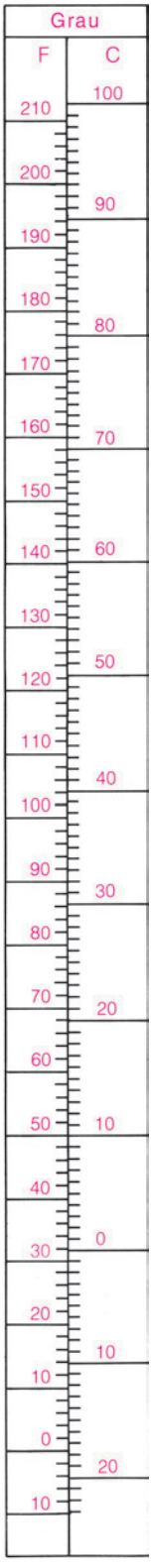
| | |
|---|---|
| 1 quilograma/centímetro quadrado | 0,96784 atmosfera; 0,98067 bar; 14,2233 libras/polegada quadrada |
| 1 bar | 0,98692 atmosfera; $10^5$ pascais |

### Energia

| | |
|---|---|
| 1 joule | 0,239 caloria; $9{,}479 \times 10^{-4}$ Btu |
| 1 quad | $10^{15}$ Btu |
| 1 unidade térmica britânica (Btu) | 251,9 calorias; 1.054 joules |

### Força

| | |
|---|---|
| 1 watt | 0,001341 cavalo-de-força (EUA); 3,413 Btu/hora |



# APÊNDICE 2 Dados numéricos referentes à Terra

| | |
|---|---|
| Raio equatorial | 6.378 quilômetros |
| Raio polar | 6.357 quilômetros |
| Raio de uma esfera com o mesmo volume da Terra | 6.371 quilômetros |
| Volume | $1{,}083 \times 10^{27}$ centímetros cúbicos |
| Área superficial | $5{,}1 \times 10^{18}$ centímetros quadrados |
| Percentual da superfície ocupado por oceanos | 71% |
| Percentual da superfície ocupado por terra | 29% |
| Elevação média dos continentes | 623 metros |
| Profundidade média dos oceanos | 3,8 quilômetros |
| Massa | $5{,}976 \times 10^{27}$ gramas |
| Densidade | 5,517 gramas/centímetro cúbico |
| Gravidade no equador | 978,032 centímetros/segundo/segundo |
| Massa da atmosfera | $5{,}1 \times 10^{21}$ gramas |
| Massa de gelo | $25\text{-}30 \times 10^{21}$ gramas |
| Massa dos oceanos | $1{,}4 \times 10^{24}$ gramas |
| Massa da crosta | $2{,}5 \times 10^{25}$ gramas |
| Massa do manto | $4{,}05 \times 10^{27}$ gramas |
| Massa do núcleo | $1{,}90 \times 10^{27}$ gramas |
| Distância média até o Sol | $1{,}496 \times 10^{8}$ quilômetros |
| Distância média até a Lua | $3{,}844 \times 10^{5}$ quilômetros |
| Razão: massa do Sol/massa da Terra | $3{,}329 \times 10^{5}$ |
| Razão: massa da Terra/massa da Lua | 81,303 |
| Total de energia geotérmica do Sol que chega à superfície da Terra, a cada ano | $10^{21}$ joule; $2{,}39 \times 10^{20}$ calorias; 949 quad |
| Recebimento diário de energia solar | 14.137 quads; $1{,}49 \times 10^{22}$ joules |
| Consumo de energia dos Estados Unidos, ano de 2007 | 101,5 quad |

# APÊNDICE 3 Reações químicas

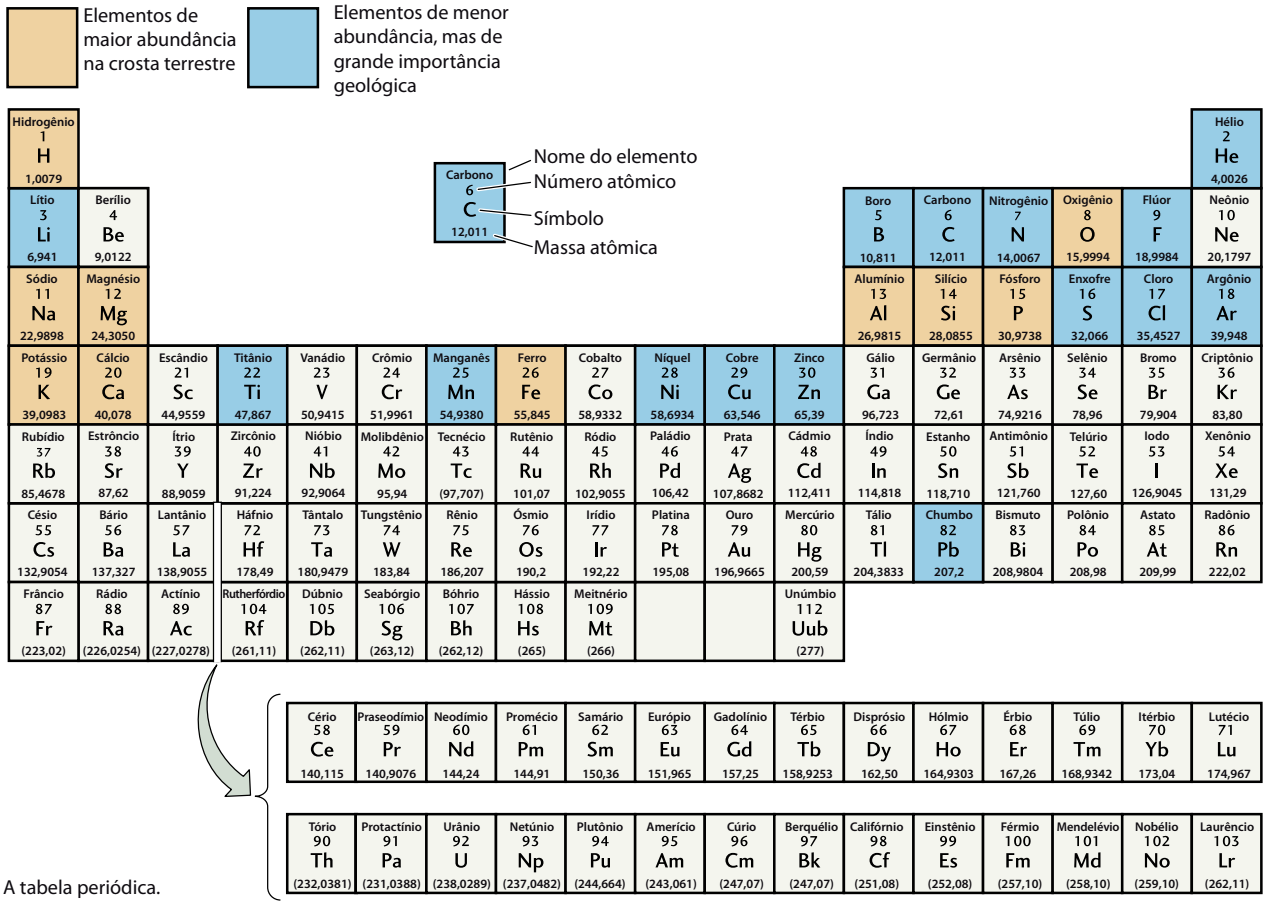
## Camadas eletrônicas e estabilidade iônica

Os elétrons circundam o núcleo de um átomo em um conjunto único de esferas concêntricas, chamadas de camadas eletrônicas. Cada camada pode conter certo número máximo de elétrons. Nas reações químicas que envolvem a maioria dos elementos, somente os elétrons das camadas mais externas interagem entre si. Na reação entre o sódio (Na) e o cloro (Cl) que forma o cloreto de sódio (NaCl), o átomo de sódio perde um elétron da sua camada eletrônica mais externa, e o átomo de cloro ganha um elétron na sua camada mais externa (ver Figura 3.4).

Antes de reagir com o cloro, o átomo de sódio tem um elétron na sua camada mais externa. Quando ele perde esse elétron, essa camada é eliminada, e a camada inferior seguinte, que tem oito elétrons (o máximo de elétrons que ela pode conter), torna-se a camada mais externa. O átomo de cloro original tinha sete elétrons na sua camada mais externa, que pode conter até oito elétrons. Quando ele ganha um elétron, essa camada mais externa é preenchida. Muitos elementos têm forte tendência a completar a configuração eletrônica de sua camada mais externa. Alguns desses elementos fazem isso ao adquirir elétrons, e outros completam a configuração da sua camada mais externa ao perder os elétrons durante uma reação química.

Muitas reações químicas produzem perdas e ganhos de vários elétrons, à medida que dois ou mais elementos combinam-se. O elemento cálcio (Ca), por exemplo, torna-se um cátion com carga dupla, $Ca^{2+}$, quando reage com dois átomos de cloro para formar o cloreto de cálcio. Na fórmula química do cloreto de cálcio, $CaCl_2$, a presença de dois íons cloreto é simbolizada pelo número 2 em subscrito. Assim, as fórmulas químicas mostram-nos a proporção relativa de átomos ou íons em um composto. Uma prática comum é omitir o número subscrito 1 dos símbolos dos íons únicos da fórmula.

A tabela periódica organiza os elementos (da esquerda para a direita ao longo das linhas) em ordem de número atômico (número de prótons), o que igualmente indica que o número de elétrons na camada mais externa também aumenta. A terceira linha a partir do topo começa na esquerda, com o sódio (número atômico 11), que




A tabela periódica.

tem um elétron na sua camada mais externa. O próximo é o magnésio (número atômico 12), que tem dois elétrons na sua camada mais externa, seguido pelo alumínio (número atômico 13), com três, e o silício (número atômico 14), com quatro. Então vem o fósforo (número atômico 15), com cinco; o enxofre (número atômico 16), com seis; e o cloro (número atômico 17), com sete. O último elemento nessa fila é o argônio (número atômico 18), com oito elétrons, o máximo possível em sua camada mais externa. Cada coluna na tabela forma um agrupamento vertical de elementos com padrões de camadas eletrônicas similares.

## Elementos que tendem a perder elétrons

Todos os elementos situados na porção mais à esquerda da tabela têm um único elétron em suas camadas mais externas e uma forte tendência a perdê-lo em reações químicas. Desse grupo, o hidrogênio (H), o sódio (Na) e o potássio (K) são encontrados em grande abundância na superfície terrestre e em sua crosta.

A segunda coluna, a partir da esquerda, contém mais dois elementos de grande abundância, o magnésio (Mg) e o cálcio (Ca). Os elementos dessa coluna têm dois elétrons em suas camadas mais externas e apresentam uma forte tendência de perdê-los durante as reações químicas.

## Elementos que tendem a ganhar elétrons

Em direção ao lado direito da tabela, as duas colunas que começam com o oxigênio (O), que é o elemento mais abundante na Terra, e o flúor (F), que é um gás tóxico altamente reativo, agrupam os elementos que tendem a ganhar elétrons nas suas camadas mais externas. Os elementos da coluna iniciada pelo oxigênio têm seis elétrons dos oito possíveis na camada mais externa e tendem a ganhar mais dois elétrons. Os elementos da coluna iniciada pelo flúor têm sete elétrons na camada externa e tendem a ganhar um.

## Outros elementos

Os elementos nas colunas situadas entre as que estão mais à esquerda e mais à direita têm tendências variáveis de ganhar, perder ou compartilhar elétrons. A coluna situada do lado direito da tabela e iniciada pelo carbono (C) inclui o silício (Si), que é outro elemento de grande abundância na Terra. Tanto o silício quanto o carbono tendem a compartilhar elétrons.

Os elementos da última coluna à direita, iniciada pelo hélio (He), têm suas camadas mais externas preenchidas e, assim, não têm tendência nem de ganhar nem de perder elétrons. Como resultado, esses elementos, ao contrário daqueles das outras colunas, não reagem quimicamente com outros elementos, a não ser em condições muito especiais.

# APÊNDICE 4 Propriedades dos minerais mais comuns da crosta da Terra

| | Nome do mineral ou do grupo | Estrutura ou composição* | Variedades e composição química | Forma, características diagnósticas | Clivagem, fratura | Cor | Dureza |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MINERAIS DE COR CLARA MUITO ABUNDANTES NA CROSTA TERRESTRE EM TODOS OS PRINCIPAIS TIPOS DE ROCHAS | FELDSPATO | Silicatos em cadeias tridimensionais (TECTOSSILICATOS) | *ORTOCLÁSIO*<br>$KAlSi_3O_8$ Sanidina<br>Ortoclásio<br>Microclínio | Forma massas cristalinas cliváveis, granulares grossas ou finas; cristais isolados ou grãos em rocha, geralmente sem faces cristalinas | Duas clivagens em ângulo reto, uma perfeita e uma boa; brilho nacarado na clivagem perfeita | Branca a cinza, frequentemente rosa ou amarelada; alguns mostram cores verdes | 6 |
| | | | *PLAGIOCLÁSIOS*<br>$NaAlSi_3O_8$ Albita<br>$CaAl_2Si_2O_8$ Anortita | | Duas clivagens em ângulos retos, uma perfeita e uma boa; finas estriações paralelas visíveis na face perfeita | Branca a cinza; menos comumente, esverdeada ou amarelada | |
| | QUARTZO | | $SiO_2$ | Cristais únicos ou massas de cristais prismáticos com seis faces, também como cristais sem forma e grãos finos ou grossos | Muito fraca ou impossível de detectar; fratura conchoidal | Incolor, geralmente transparente; também levemente colorido em cinza esfumaçado, rosa, amarelo | 7 |
| | MICA | Silicatos com estrutura em folha (FILOSSILICATOS) | *MOSCOVITA*<br>$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ | Cristais pouco espessos, com forma de discos, alguns com contornos hexagonais; como grãos dispersos ou como agregados | Uma clivagem perfeita; pode-se separar em folhas transparentes muito finas e flexíveis | Incolor; levemente cinza ou verde a marrom quando em fragmentos espessos | 2-2,5 |
| MINERAIS DE COR ESCURA ABUNDANTES EM MUITOS TIPOS DE ROCHAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS | | | *BIOTITA*<br>$K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ | Massas irregulares, foliadas; agregados com aspecto de escamas | Uma clivagem perfeita, pode-se separar em folhas finas e flexíveis | Preta a marrom-escuro; translúcido a opaco | 2,5-3 |
| | | | *CLORITA*<br>$(Mg,Fe)_5(Al,Fe)_2Si_3O_{10}(OH)_8$ | Massas foliadas ou agregados de pequenas escamas | Uma perfeita; finas folhas flexíveis, mas não elásticas | Vários tons de verde | 2-2,5 |
| | ANFIBÓLIO | Silicatos em cadeias duplas (INOSSILICATOS) | *TREMOLITA-ACTINOLITA*<br>$Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ | Cristais prismáticos longos, geralmente com seis lados; comumente em massas fibrosas ou agregados irregulares | Duas direções de clivagem perfeitas formando ângulos de 56° e 124° | Verde-escura a pálido; a tremolita pura é branca | 5-6 |
| | | | *HORNBLENDA*<br>Silicatos complexos de Ca, Na, Mg, Fe e Al | | | | |
| | PIROXÊNIO | Silicatos em cadeias únicas (INOSSILICATOS) | *ENSTATITA-HIPERSTÊNIO*<br>$(Mg,Fe)_2Si_2O_6$ | Cristais prismáticos com quatro ou oito lados; massas granulares e grãos disseminados | Duas direções de clivagem boas em ângulos próximos a 90° | Verde a marrom ou acinzentado ou branco-esverdeado | 5-6 |
| | | | *DIOPSÍDIO*<br>$(Ca,Mg)_2Si_2O_6$ | | | Verde-claro a verde-escuro | |
| | | | *AUGITA*<br>Silicatos complexos de Ca, Na, Mg, Fe e Al | | | Verde muito escuro a preto | |
| | OLIVINA | Tetraedros isolados (NESOSSILICATOS) | $(Mg,Fe)_2SiO_4$ | Massas granulares e pequenos grãos disseminados | Fratura conchoidal | Verde-oliva a verde-acinzentado e marrom | 6,5-7 |
| | GRANADA | | Silicato de Ca, Mg, Fe e Al | Cristais isométricos bem formados ou arredondados; alta gravidade específica 3,5-4,3 | Fratura concoide e irregular | Vermelho e marrom, cores pálidas são menos comuns | 6,5-7 |

*(continua)*

| | Nome do mineral ou do grupo | Estrutura ou composição* | Variedades e composição química | Forma, características diagnósticas | Clivagem, fratura | Cor | Dureza |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MINERAIS DE COR CLARA, TIPICAMENTE COMO CONSTITUINTES ABUNDANTES EM SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES | CALCITA | CARBONATOS | $CaCO_3$ | Cristalina grossa a fina, em camadas, veios e outros agregados; faces de clivagem podem estar presentes em massas mais grossas; a calcita efervesce rapidamente, a dolomita lentamente, somente quando reduzida a pó | Três clivagens perfeitas em ângulos oblíquos; quebra-se em fragmentos de clivagem romboédrica | Incolor, transparente a translúcida; colorida de forma variada por impurezas | 3 |
| | DOLOMITA | | $CaMg(CO_3)_2$ | | | | 3,5-4 |
| | ARGILO-MINERAIS | ALUMINOSSILICATOS HIDRATADOS | *CAOLINITA* $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ | Massas terrosas em solos; acamadas; em associação com outras argilas, óxidos de ferro ou carbonatos; plástica quando molhada; a montmorillonita incha quando molhada | Terrosa, irregular | Branca a cinza-clara e parda-avermelhada, também cinza a cinza-escura, cinza-esverdeada e acastanhada, dependendo das impurezas e dos minerais associados | 1,5-2,5 |
| | | | *ILLITA* Semelhante à moscovita +Mg,Fe | | | | |
| | | | *ESMECTITA* Silicato complexo de Ca, Na, Mg, Fe, Al + $H_2O$ | | | | |
| | GIPSITA | SULFATOS | $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ | Massas cristalinas finas, granulares ou terrosas; cristais tabulares | Uma clivagem perfeita quebrando-se em finas fatias ou folhas; duas outras clivagens boas | Incolor a branca; transparente a translúcida | 2 |
| | ANIDRITA | | $CaSO_4$ | Agregados maciços ou cristalinos em camadas e veios | Uma perfeita, uma quase perfeita, uma boa; em ângulos retos | Incolor, algumas tingidas de azul | 3-3,5 |
| | HALITA | HALETO | NaCl | Massas granulares acamadas; alguns cristais cúbicos; gosto salgado | Três clivagens perfeitas em ângulos retos | Incolor, transparente a translúcida | 2,5 |
| | OPALA-CALCEDÔNIA | SÍLICA | $SiO_2$ [A opala é uma variedade amorfa, e a calcedônia é um quartzo microcristalino sem forma] | Camadas em sedimentos silicosos e sílex; em veios ou agregados bandados | Fratura concoide | Incolor ou branca quando pura, mas tingida de várias cores por impurezas em bandas, especialmente nas ágatas | 5-6,5 |
| MINERAIS DE COR ESCURA, COMUNS EM MUITOS TIPOS DE ROCHAS | MAGNETITA | ÓXIDOS DE FERRO | $Fe_3O_4$ | Magnética; grãos disseminados, massas granulares; ocasionalmente cristais isométricos octaédricos; alta gravidade específica, 5,2 | Fratura concoide irregular | Preta a brilho metálico | 6 |
| | HEMATITA | | $Fe_2O_3$ | Massas terrosas a densas, algumas com formas arredondadas algumas granulares ou foliadas; alta gravidade específica, 4,9-5,3 | Nenhuma fratura irregular, às vezes em forma de lascas | Castanha-avermelhada a preta | 5-6 |
| | "LIMONITA" | | *GOETHITA* [principal mineral da mistura denominada "limonita", um termo de campo] FeO (OH) | Massas terrosas, corpos maciços ou incrustações, camadas irregulares; alta gravidade específica 3,3-4,3 | Uma clivagem excelente em cristais raros; quando o mineral é cristalino, geralmente uma fratura recente | Castanha-amarelada a castanha-escura e preta | 5-5,5 |

| | Nome do mineral ou do grupo | Estrutura ou composição* | Variedades e composição química | Forma, características diagnósticas | Clivagem, fratura | Cor | Dureza |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MINERAIS CLAROS, PRINCIPALMENTE EM ROCHAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS, COMO CONSTITUINTES COMUNS OU MENORES | CIANITA | ALUMINOS--SILICATOS | $Al_2SiO_5$ | Cristais ou agregados longos e laminares ou tabulares | Uma clivagem perfeita e uma pobre, paralela ao comprimento maior do cristal | Branca ou em cores claras ou azul-clara | 5, paralela ao comprimento do cristal; 7, transversal ao comprimento do cristal |
| | SILLIMANITA | | $Al_2SiO_5$ | Cristais longos, delgados ou fibrosos, massas feltrosas | Uma clivagem perfeita paralela ao comprimento, difícil de distinguir | Incolor, cinza a branca | 6-7 |
| | ANDALUZITA | | $Al_2SiO_5$ | Cristais prismáticos grossos, quase quadrados, alguns com impurezas de arranjo simétrico | Uma distinta; fratura irregular | Vermelha, castanha avermelhada, verde-oliva | 7,5 |
| | FELDSPATOIDES | | *NEFELINA* $(Na,K)Al_2SiO_4$ | Massas compactas ou com grãos incluídos, raramente como cristais prismáticos pequenos | Uma distinta; fratura irregular | Incolor, branca cinza-clara; cinza-esverdeada em massas, com brilho graxo | 5,5-6 |
| | | | *LEUCITA* $KAlSi_2O_6$ | Cristais trapezoides em rochas vulcânicas | Uma muito imperfeita | Branca a cinza | 5,5-6 |
| | SERPENTINA | | $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ | Massas fibrosas (asbestos) ou placosas | Fratura com aparência de estilhaço | Verde, às vezes amarelada, acastanhada a cinza; brilho de cera ou de graxa quando o hábito é maciço; brilho sedoso quando o hábito é fibroso | 4-6 |
| | TALCO | | $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ massas ou agregados | Agregados ou massas foliadas ou compactas | Uma perfeita, originando finas placas ou escamas; sensação de tato gorduroso | Branca a verde pálido; brilho nacarado ou graxo | 1 |
| | CORÍNDON | | $Al_2O_3$ | Alguns cristais arredondados com forma de barris; geralmente como grãos disseminados ou massas granulares (esmeril) | Fratura irregular | Geralmente rosa, castanha ou azul, preta-de-esmeril Variedades de gema: rubi, safira | 9 |
| MINERAIS ESCUROS COMUNS EM ROCHAS METAMÓRFICAS | EPÍDOTO | SILICATOS | $Ca_2(Al,Fe)Al_2Si_3O_{12}(OH)$ | Agregados de cristais prismáticos longos, massa granular ou compacta, grãos inclusos nos outros | Uma boa, uma pobre, em ângulos diferentes de 90°; fratura concoide e irregular | Verde, amarelo-verde, cinza, algumas variedades castanha-escura a preta | 6-7 |
| | ESTAUROLITA | | $Fe_2Al_9Si_4O_{22}(O,OH)_2$ | Cristais prismáticos curtos, alguns deles em forma de cruz, geralmente de granulação mais grossa do que a matriz da rocha | Uma pobre | Castanha-avermelhada ou castanha-escura a preta | 7-7,5 |

*(continua)*

| | Nome do mineral ou do grupo | Estrutura ou composição* | Variedades e composição química | Forma, características diagnósticas | Clivagem, fratura | Cor | Dureza |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MINERAIS COM BRILHO METÁLICO COMUNS EM MUITOS TIPOS DE ROCHAS; ABUNDANTES EM VEIOS | PIRITA | SULFETOS | $FeS_2$ | Massas granulares ou cristais cúbicos bem formados em veios e camadas ou disseminados; alta gravidade específica, 4,9-5,2 | Fratura irregular | Amarela-latão-pálida | 6-6,5 |
| | GALENA | | PbS | Massas granulares em veios e disseminados; alguns cristais cúbicos; gravidade específica muito alta, 7,3-7,6 | Três clivagens perfeitas em ângulos retos entre si, formando fragmentos de clivagem cúbicos | Cinza-prata | 2,5 |
| | ESFALERITA | | ZnS | Massas granulares ou agregados cristalinos compactos; alta gravidade específica, 3,9-4,1 | Seis clivagens perfeitas em ângulos de 60° entre si | Branca a verde, castanha e preta; brilho resinoso a submetálico | 3,5-4 |
| | CALCOPIRITA | | $CuFeS_2$ | Massas granulares ou compactas; cristais disseminados; alta gravidade específica, 4,1-4,3 | Fratura irregular | Amarelo-latão a amarelo-ouro | 3,5-4 |
| | CALCOCITA | | $Cu_2S$ | Massa de granulação fina; alta gravidade específica, 5,5-5,8 | Fratura concoide | Cinza-chumbo a preta; pode adquirir manchas verdes ou azuis | 2,5-3 |
| MINERAIS ENCONTRADOS EM PEQUENAS QUANTIDADES EM UMA GRANDE VARIEDADE DE TIPOS DE ROCHAS E EM VEIOS OU PLÁCERES | RUTILO | ÓXIDOS DE TITÂNIO | $TiO_2$ | Cristais alongados a prismáticos; massas granulares; alta gravidade específica, 4,25 | Uma distinta, uma menos distinta; fratura conchoidal | Castanha-avermelhada, alguns cristais amareladas, violetas ou pretas | 6-6,5 |
| | ILMENITA | | $FeTiO_3$ | Massas compactas, grãos incluídos em outros, grãos detríticos em areia; alta gravidade específica, 4,79 | Fratura concoide | Preta-metálica; brilho metálico a submetálico | 5-6 |
| | ZEÓLITAS | SILICATOS | Silicatos hidratados complexos; muitas variedades de minerais, incluindo analcima, natrolita, phillipsita, heulandita e chabasita | Cristais radiados bem formados em cavidades de rochas vulcânicas, veios e fontes quentes; também como depósitos acamados de granulação fina a terrosa | Uma clivagem perfeita na maioria das espécies | Incolor, branca, às vezes rosada | 4-5 |

*N. de T.: Embora a nomenclatura das subclasses dos silicatos não conste no original, ela foi introduzida por ser de amplo uso na literatura técnica brasileira.

# APÊNDICE 5 Geologia na Prática: respostas dos problemas extras

**Capítulo 1** $1{,}08 \times 10^{12}\ km^3$

**Capítulo 2** A distância entre a margem continental norte-americana e de Charleston, Carolina do Sul, e a margem continental africana próximo a Dakar, Senegal, medida com a ferramenta de régua do Google Earth, é de aproximadamente 6.300 km. A partir do mapa de isócronas da Figura 2.15, é possível estimar que os dois continentes começaram a se afastar por rifteamento há cerca de 200 a 180 milhões de anos (ver também Figura 2.16). Presumindo que os continentes se separaram 200 milhões de anos atrás, temos

$$6.300\ km \times 200\ milhões\ de\ anos = 31{,}5\ km/ano = 31{,}5\ mm/ano$$

Presumindo que a idade do rifteamento é de 180 milhões de anos, obtemos

$$6.300\ km \times 180\ milhões\ de\ anos = 35\ km/ano = 35\ mm/ano$$

Isso corresponde à resposta *(d)* do Exercício 3 no Projeto do Google Earth do Capítulo 2.

**Capítulo 3** US$ 163.200.000 − US$ 120.000.000 = lucro de US$ 43.200.000. Portanto, sim, vale a pena.

**Capítulo 4** O plagioclásio irá se depositar a uma taxa de 1,18 cm por hora, sendo mais lenta do que a olivina.

**Capítulo 5** 125°C

**Capítulo 6** Uma mudança de pressão a temperatura constante poderia indicar que as rochas foram movidas para cima ou para baixo em uma zona de subducção. Os movimentos nas zonas de subducção podem ser tão rápidos que a temperatura não tem tempo de se alterar, embora a pressão possa estar mudando rapidamente.

**Capítulo 7** As chances de encontrar petróleo na rocha reservatório no ponto C são baixas. A partir da estrutura geológica exposta na superfície, pode-se ver que a anticlinal está mergulhando para o nordeste, com ângulo de inclinação em torno de 30°. Portanto, a profundidade da rocha reservatório de arenito está aumentando para o nordeste, sendo provável que a perfuração no ponto C encontre água, em vez de petróleo.

**Capítulo 8** A idade da rocha é dada por

$$\begin{aligned} T &= \log(1{,}0143)/\log(2) \\ &= 0{,}00617/0{,}301 \\ &= 0{,}0205\ \text{meia-vida} \end{aligned}$$

A multiplicação desse resultado pela meia-vida do rubídio-87 dá uma idade de

$$0{,}0205 \times 49\ \text{bilhões de anos} = 1{,}00\ \text{bilhão de anos}$$

**Capítulo 9** A variação máxima de elevação em um local de aterrissagem que poderia ser tolerada por uma aterrissadora com um volume de tanque de combustível de 200 L é de 750 m. A variação máxima aceitável se a taxa de descida final fosse de 1 m/s, em vez de 2 m/s, é de 500 m.

**Capítulo 10** A fração do movimento de placas relativo ocupada pela falha de cavalgamento é de 20 mm/ano ÷ 54 mm/ano = 0,37. O movimento remanescente, cerca de 60% do total, é acomodado por falhamento e dobramento ao norte do Himalaia, basicamente pelo movimento na falha de Altyn Tagh e em outras falhas direcionais importantes, à medida que a China e a Mongólia são empurradas para o leste (ver Figura 10.16).

**Capítulo 11** Rocha A: $R = 5$; a Rocha A não registra uma assinatura distinta de processos biológicos.

Rocha C: $R = -50$; essa razão negativa grande, que é semelhante à da razão para o metano, mostra uma assinatura distinta de processos biológicos.

**Capítulo 12** A taxa de produção dos basaltos havaianos é

$$100.000\ km^3 \times 1\ \text{milhão de anos} = 0{,}1\ km^3/ano$$

O comprimento do limite entre as placas Nazca e Pacífica necessário para produzir esse valor é dado pela seguinte equação:

$$1{,}4 \times 10^{-4}\ km/ano \times 7\ km \times \textit{comprimento} = 0{,}1\ km^3/ano$$

ou

$$\textit{comprimento} = 0{,}1\ km^3/ano \div (1{,}4 \times 10^{-4}\ km^3/ano \times 7\ km) = 102\ km$$

**Capítulo 13** Uma ruptura de magnitude 6 tem uma área 100 vezes maior do que uma ruptura de magnitude 4 (porque $10^{(6-4)} = 10^2$) e 10 vezes maior que o deslocamento (porque $10^{(6-4)/2} = 10^1$); portanto, é preciso $100 \times 10 = 1.000$ terremotos de magnitude 4 para ser equivalente a um terremoto de magnitude 6.

**Capítulo 14** A equação isostática apropriada é

$$\text{Elevação do Planalto do Tibete} = 0{,}15 \times \text{Espessura da crosta do Planalto do Tibete} - 0{,}12 \times 7{,}0\ km - 0{,}70 \times 4{,}5\ km$$

Solucionando a espessura da crosta, obtemos

$$\text{Espessura da crosta do Planalto do Tibete} = \frac{(\text{Elevação do Planalto do Tibete} + 0{,}12 \times 7{,}0\ \text{km} + 0{,}70 \times 4{,}5\ \text{km})}{0{,}15}$$

Para uma elevação de 5 km, esta fórmula dá uma espessura da crosta de 60 km, que está de acordo com os dados sísmicos coletados no Planalto do Tibete.

**Capítulo 15** O equilíbrio de carbono exige que

$$\text{emissões} - (\text{fluxo atmosfera-oceano}) - (\text{fluxo atmosfera-superfície continental}) = \text{acumulação atmosférica}$$

Para a década de 1990, os números são

$$6{,}4\ \text{Gt/ano} - 2{,}2\ \text{Gt/ano} - 1{,}0\ \text{Gt/ano} = 3{,}2\ \text{Gt/ano}$$

Para 2000-2005, os números são

$$7{,}2\ \text{Gt/ano} - 2{,}2\ \text{Gt/ano} - 0{,}9\ \text{Gt/ano} = 4{,}12\ \text{Gt/ano}$$

Comparando os dois resultados, vemos que a taxa com que o carbono está se acumulando na atmosfera subiu 0,9 Gt/ano, ou seja, más notícias!

**Capítulo 16**

**Tabela C**

**Fator de segurança ($F_S$)**

| | Solo solto | Ardósia | Granito |
|---|---|---|---|
| 5° | 3 | 10 | 50 |
| 20° | 0,6 | 2 | 10 |
| 30° | 0,12 | 0,4 | 2 |

Um valor de fator de segurança acima de 1 indica que uma encosta é estável o bastante para sustentar uma construção.

**Capítulo 17**

Areia lodosa: 0,0015 $m^3$/dia

Cascalho bem selecionado: 18,75 $m^3$/dia

**Capítulo 18**

3 m = cerca de 180 $m^3$/s

9 m = cerca de 1.500 $m^3$/s

**Capítulo 19** Cada caixa tem 100 $km^2$.

Área mínima suscetível à desertificação:

$$391 \times 100\ \text{km}^2 = 31.000\ \text{km}^2$$

Área máxima suscetível à desertificação:

$$513 \times 100\ \text{km}^2 = 51.300\ \text{km}^2$$

**Capítulo 20** O custo do preenchimento de manutenção de 2002 foi de aproximadamente US$ 25 milhões.

**Capítulo 21** $200\ \text{mm} \div 0{,}0001 = 2 \times 10^6\ \text{mm} = 2\ \text{km}$

**Capítulo 22** Elevação = 250 m; idade = 50.000 anos

250 m/50.000 anos = 0,005 m/ano (5 mm/ano)

# GLOSSÁRIO

As palavras em *itálico* têm verbetes próprios neste Glossário. Os minerais específicos estão definidos e descritos no Apêndice 4.

**abalo precursor** (*foreshock*) Um *terremoto* que ocorre antes e próximo a um grande terremoto. (Compare com *abalo secundário*.)

**abalo secundário** (*aftershock*) Um *terremoto* que ocorre como consequência de um terremoto precedente de maior magnitude. (Compare com *abalo precursor*.)

**ablação** (*ablation*) Quantidade total de gelo que uma *geleira* perde a cada ano. (Compare com *acumulação*.)

**abrasão** (*abrasion*) Ação erosiva que ocorre quando partículas de *sedimento* em suspensão e em processo de saltação movem-se pelo fundo e pelas paredes de um fluvial.

**abrasão pela areia** (*sandblasting*) *Erosão* de uma superfície sólida por *abrasão* causada pelo impacto de grãos de *areia* carregados pelo vento em alta velocidade.

**acamamento** (*bedding*) Formação de camadas paralelas pela deposição de partículas sedimentares.

**acidificação oceânica** (*ocean acidification*) Um processo em que o dióxido de carbono da atmosfera dissolve-se no oceano e reage com água marinha para formar ácido carbônico ($H_2CO_3$), aumentando a acidez do oceano.

**acreção** (*accretion*) Um processo de crescimento continental, no qual fragmentos de *crosta* flutuantes são anexados (acrescidos) às massas continentais existentes por transporte horizontal durante os movimentos das placas. (Compare com *adição magmática*.)

**acumulação** (*accumulation*) O volume de neve adicionado a uma *geleira* anualmente. (Compare com *ablação*.)

**acunhamento pelo gelo** (*frost wedging*) Um processo do *intemperismo físico* pelo qual a expansão da água congelada em uma fratura leva uma *rocha* a quebrar-se.

**adição magmática** (*magmatic addition*) Um processo de crescimento continental no qual a *rocha* de baixa densidade e rica em sílica se diferencia no *manto* e é transportada verticalmente para a *crosta*. (Compare com *acreção*.)

**água meteórica** (*meteoric water*) Chuva, neve ou outra forma de água derivada da atmosfera.

**água potável** (*potable water*) Água que tem gosto agradável e que não é perigosa para a saúde.

**água subterrânea** (*groundwater*) O volume de água que flui abaixo da superfície terrestre.

**albedo** (*albedo*) Uma fração de *energia solar* refletida pela superfície de um planeta ou satélite. (Do latim *albus*, que significa "branco".)

**ambiente de sedimentação** (*sedimentary environment*) Um determinado lugar geográfico caracterizado por uma combinação particular de condições climáticas e processos físicos, químicos e biológicos.

**andesito** (*andesite*) Um tipo de *rocha vulcânica* de composição intermediária entre um *dacito* e um *basalto;* extrusiva equivalente ao *diorito*.

**anfibolito** (*amphibolite*) (1) Uma *rocha* geralmente *granoblástica*, constituída predominantemente de anfibólio e plagioclásio, tipicamente formada por metamorfismo de rocha vulcânica máfica de médio a alto grau. Anfibolitos foliados podem ser produzidos por *deformação*. (2) O grau metamórfico acima do *xisto verde*.

**ângulo de repouso** (*angle of repose*) O ângulo máximo em que uma vertente de material inconsolidado permanecerá sem ser movimentada pela gravidade.

**ânion** (*anion*) Um íon com carga negativa. (Compare com *cátion*.)

**anomalia magnética** (*magnetic anomaly*) O padrão de bandas estreitas e longas de campos magnéticos altos e baixos do assoalho oceânico que são paralelos e quase perfeitamente simétricos em relação à crista da dorsal mesoceânica.

**anticlinal** (*anticline*) Uma dobra arqueada de rochas em camadas que contém as rochas mais antigas no centro da dobra. (Compare com *sinclinal.)*

**Antropoceno** *(Anthropocene)* A "Era do Homem", uma época geológica com início em torno de 1780, quando o motor a vapor movido a carvão originou a Revolução Industrial; proposto por Paul Crutzen, um químico atmosférico, a fim de reconhecer a velocidade e a magnitude das mudanças que a sociedade industrializada está causando no *sistema Terra*.

**aquecimento do século XX** (*twentieth-century warming*) Um aumento da temperatura média da superfície da Terra de, aproximadamente, 0,6°C entre o fim do século XIX e o começo do XXI.

**aquiclude** (*aquiclude*) Uma *formação* relativamente impermeável que limita um *aquífero*, localizado acima ou abaixo dela, e que age como uma barreira ao fluxo da *água subterrânea.*

**aquífero** (*aquifer*) Uma *formação* porosa que armazena e transmite *água subterrânea* em quantidade suficiente para alimentar poços.

**arco de ilhas** (*island arc*) Uma cadeia de ilhas vulcânicas, formada na placa cavalgante, em um *limite convergente* de placas, a partir de *magmas* ascendentes derivados do *manto* à medida que a água liberada da placa litosférica subduzida causa *fusão induzida por fluidos*.

**arco insular** *Ver* arco de ilhas.

**arcózio** *(arkose)* Um arenito com mais de 25% de feldspato.

**ardósia** (*slate*) Uma *rocha foliada* de grão fino facilmente separável em finas folhas, é originada principalmente pelo metamorfismo de baixo grau do *folhelho.*

**área voçorocada ou ravinada** (*badland*) Topografia com forte ravinamento resultante da *erosão* rápida de *folhelhos* e *argilas* facilmente erodíveis.

**areia** (*sand*) Um *sedimento siliciclástico* que consiste em partículas de tamanho médio variável de 0,062 a 2 mm de diâmetro.

**areias betuminosas** (*tar sands*) Um depósito de *areia* ou *arenito* que, certa vez, conteve petróleo, mas perdeu muitos de seus componentes voláteis, deixando uma substância semelhante ao alcatrão, chamada de betume.

**arenito** (*sandstone*) Equivalente litificado da *areia.*

**arenito lítico** (*lithic sandstone*) Um arenito que contém muitas partículas de rochas de granulação fina, principalmente *folhelhos*, rochas vulcânicas e *rochas metamórficas* de grão fino.

**argila** (*clay*) Um *sedimento siliciclástico* em que a maioria das partículas tem diâmetro menor que 0,0039 mm e que consiste em grande parte de argilominerais; é o componente mais abundante das *rochas sedimentares* de granulação fina.

**argilito** (*claystone*) Uma *rocha sedimentar* composta exclusivamente de partículas de tamanho *argila*.

**armadilha de petróleo** (*oil trap*) Uma barreira impermeável à migração de *petróleo* ou *gás natural* em direção à superfície e que permite que os mesmos sejam coletados abaixo dela. Também conhecida como "trapa de petróleo".

**astenosfera** (*astenosphere*) Camada fraca e dúctil de *rocha* compreendendo a parte inferior do *manto* superior (abaixo da *litosfera*) e sobre a qual deslizam as placas litosféricas. (Do grego *asthenes*, "fraco".)

**asteroide** (*asteroid*) Um dos mais de 10 mil corpos celestes em órbita do Sol, sendo que a maioria está entre as órbitas de Marte e Júpiter.

**astrobiólogo** (*astrobiologist*) Um cientista que investiga os blocos de construção química da vida, ambientes que podem ter dado suporte à vida ou mesmo a vida em outros mundos.

**atividade hidrotermal** (*hydrothermal activity*) Circulação de água através de *rochas vulcânicas* quentes e *magmas*.

**autótrofo** *(autotroph)* Um produtor; um organismo que cria seu próprio alimento pela fabricação de compostos orgânicos, como carboidratos, usados como fonte de energia. (Compare com *heterótrofo*.)

**avanço glacial súbito** (*surge*) Período repentino de um rápido movimento em uma *geleira de vale*.

**bacia** (*basin*) Uma estrutura sinclinal que consiste em uma depressão em forma de tigela das camadas rochosas que *mergulham* radialmente em direção a um ponto central. (Compare com *domo*.)

**bacia hidrográfica** (*drainage basin*) Uma área da superfície, limitada por *divisores de água*, onde toda a sua água aflui para uma rede de *rios* que a drena.

**bacia rifte** (*rift basin*) Uma *bacia sedimentar* que se desenvolve em um *limite divergente* no estágio inicial de separação de placas à medida que a deformação e o adelgaçamento da crosta continental resultam em subsidência. (Compare com *bacia de subsidência térmica*.)

**bacia de subsidência térmica** (*thermal subsidence basin*) Uma *bacia sedimentar* produzida nos últimos estágios da separação de placas, enquanto a litosfera que foi adelgaçada e aquecida durante o estágio de rifte anterior se resfria, levando a um aumento na *densidade*, o que, por sua vez, leva à *subsidência* abaixo do nível do mar. (Compare com *bacia de rifte*.)

**bacia flexural** (*flexural basin*) Um tipo de *bacia sedimentar* que se desenvolve em um *limite convergente* onde uma placa litosférica é empurrada para cima da outra. O peso da placa acavalada faz com que a placa subjacente seja arqueada e flexionada para baixo.

**bacia sedimentar** (*sedimentary basin*) Uma região onde a combinação de deposição e *subsidência* formou espessas acumulações de *sedimento* e *rocha sedimentar.*

**barra de pontal ou de meandro** (*point bar*) Uma barra curva de areia depositada na margem interna de um *rio,* onde a corrente é mais lenta.

**basalto** (*basalt*) Uma *rocha ígnea máfica*, escura, de granulação fina, composta em grande parte por plagioclásio e piroxênio; equivalente *extrusivo* do *gabro*.

**basalto de platô** (*flood basalt*) Um imenso *platô* ou *planalto* de basalto formado por *erupções fissurais* de *lava basáltica* altamente fluida.

**batólito** (*batholith*) Uma grande massa irregular de *rochas ígneas intrusivas* que cobre uma área de pelo menos 100 $km^2$; é o maior *plúton*.

**biocombustível** (*biofuel*) Um combustível, como o etanol, derivado de biomassa.

**biosfera** (*biosphere*) O componente do *sistema Terra* que contém todos os organismos vivos.

**bioturbação** (*bioturbation*) Processo pelo qual os organismos retrabalham *sedimentos* preexistentes, escavando através deles.

**bomba** (*bomb*) Um *piroclasto* com 2 mm ou mais, geralmente consistindo em uma bolha de *lava* que resfria no voo e se torna arredondada ou um bloco desprendido de rocha vulcânica previamente solidificada. (Compare com *cinza vulcânica*.)

**Bombardeio Pesado** (*Heavy Bombardment*) Um momento nos primórdios da história do sistema solar quando os planetas foram sujeitos a impactos formadores de cratera com muita frequência.

**brecha** (*breccia*) Uma *rocha* vulcânica formada pela *litificação* de *piroclastos* grandes. (Compare com *tufo*.)

**brilho** (*luster*) Modo pelo qual a superfície de um *mineral* reflete a luz. (Ver Quadro 3.3.)

**calcário** (*limestone*) Uma *rocha carbonática* composta principalmente de carbonato de cálcio, na forma de calcita.

**caldeira** (*caldera*) Uma grande depressão com paredes inclinadas, em forma de bacia, formada após uma erupção violenta na qual grandes volumes de *magmas* são ejetados rapidamente de uma *câmara magmática*, havendo um colapso de estrutura vulcânica, causada pelo desabamento do teto da câmara magmática.

**camada basal** (*bottomset bed*) Uma camada de *lama*, delgada e horizontal, que se deposita na parte distal de um *delta* e, posteriormente, é soterrada pelo crescimento continuado do mesmo.

**camada de topo** (*topset bed*) Uma camada de *sedimentos* horizontais – tipicamente *areia* – depositada no topo de um *delta*.

**camada vermelha** (*red bed*) Um depósito fluvial incomum de *arenitos* e *folhelhos* unidos por cimento de óxido de ferro, que dá a eles sua cor avermelhada.

**camadas frontais** (*foreset bed*) Depósito de inclinação suave de *areia* fina e *silte*, lembrando uma estratificação cruzada de grande porte, formado na posição frontal de um *delta.*

**câmara magmática** (*magma chamber*) Um tanque grande de *magma* que se forma na *litosfera* à medida que os magmas ascendentes derretem e deslocam as rochas sólidas vizinhas.

**campo magnético** (*magnetic field*) A região de influência de um corpo magnetizado ou de uma corrente elétrica.

**canal** (*channel*) O sulco bem definido onde a água de um *rio* flui.

**capacidade** (*capacity*) Total de carga de *sedimento* carregado por uma *corrente*. (Compare com *competência.*)

**carbonatos** (*carbonates*) Uma classe de minerais compostos de carbono e oxigênio – na forma do ânion carbonato ($CO_3^{2-}$) – em combinação com cálcio e magnésio.

**carga de fundo** (*bed load*) O material que uma *corrente* carrega no seu leito por meio de deslizamento e rolamento. (Compare com *carga de suspensão*.)

**carga de suspensão** (*suspended load*) Todo material em suspensão temporária ou permanentemente no fluxo de um *rio.* (Compare com *carga de fundo.*)

**carvão** (*coal*) Uma *rocha sedimentar biológica*, composta quase inteiramente de carbono orgânico e formada pela *diagênese* de restos de vegetação pantanosa.

**cascalho** (*gravel*) O *sedimento siliciclástico* mais grosso, consistindo em partículas com mais de 2 mm de diâmetro, o que inclui seixos, calhaus e matacões.

**cátion** (*cation*) Um íon com carga positiva. (Compare com *ânion*.)

**caulinita** (*kaolinite*) Uma *argila* branca ou de cor creme, produzida pelo *intemperismo* do feldspato.

**centro de expansão** (*spreading center*) Um *limite divergente*, marcado por um rifte na crista de uma dorsal mesoceânica, onde nova *crosta* está sendo formada por *expansão* do *assoalho oceânico.*

**ciclo biogeoquímico** (*biogeochemical cycle*) O padrão de fluxo de um químico entre os componentes biológicos ("bio") e ambientais ("geo") de um *ecossistema*.

**ciclo geoquímico** (*geochemical cycle*) O padrão de fluxo de um químico de um componente do *sistema Terra* para outro.

**cianobactérias** (*cyanobacteria*) Um grupo de microrganismos que produz carboidratos e libera oxigênio por *fotossíntese* e que provavelmente originou o processo nos primórdios da história da vida.

**ciclo das rochas** (*rock cycle*) Um conjunto de processos geológicos que convertem cada tipo de *rocha – ígnea*, *sedimentar* e *metamórfica* – nos outros dois tipos.

**ciclo de Milankovitch** (*Milankovitch cycle*) Um padrão de variações periódicas no movimento da Terra ao redor do Sol que afeta a quantidade de energia solar recebida na superfície terrestre. Os ciclos de Milankovitch incluem variações na excentricidade da órbita terrestre, na inclinação do eixo de rotação da Terra e na precessão – o giro da Terra sobre seu eixo de rotação.

**ciclo de Wilson** (*Wilson cycle*) A sequência de eventos tectônicos nos continentes causada pela formação e fechamento de bacias oceânicas. O ciclo compreende: (1) rifteamento durante a ruptura de um supercontinente; (2) resfriamento das *margens passivas* e acumulação de *sedimentos* durante a *expansão do assoalho oceânico* e a abertura do oceano; (3) *adição magmática* e *acreção* a *subducção* o fechamento de oceano; e (4) orogênese durante a colisão continente-continente.

**ciclo do carbono** (*carbon cycle*) O contínuo movimento do carbono entre os diferentes componentes do *sistema Terra*.

**ciclo glacial** (*glacial cycle*) Um ciclo climático que alterna entre períodos glaciais frios, ou *idades do gelo*, durante os quais há um declínio de temperatura, a água é transferida da hidrosfera para a criosfera, os mantos de gelo expandem-se para latitudes mais baixas e o nível do mar diminui, e *períodos interglaciais* mais quentes, durante os quais a temperatura sobe de modo abrupto, a água é transferida da criosfera para a hidrosfera e o nível do mar sobe.

**ciclo hidrológico** (*hydrologic cycle*) O movimento cíclico da água do oceano para a atmosfera, por evaporação, em seguida para a superfície, por meio da *precipitação*; para os *rios*, por meio do *escoamento superficial* e pelo fluxo da *água subterrânea*; e, finalmente, de volta para o oceano.

**ciclo sedimentar** *Ver* sequência de camadas.

**cimentação** (*cementation*) Uma mudança diagenética na qual os *minerais* são precipitados nos poros entre as partículas sedimentares e as ligam.

**cinza vulcânica** (*volcanic ash*) *Piroclastos* com diâmetro menor que 2 mm, geralmente de vidro, que se formam quando o escapamento de gases força a saída de um fino jato de *magma* de um *vulcão.* (Compare com *bomba*.)

**circo** (*cirque*) Uma depressão em anfiteatro formada nas cabeceiras de um vale glacial pela ação erosiva do gelo.

**circulação termo-halina** (*thermohaline circulation*) Um padrão tridimensional de circulação oceânica global movido por diferenças de temperatura e de salinidade – e, portanto, de densidade – das águas oceânicas.

**clima** (*climate*) As condições médias do meio ambiente da superfície terrestre e suas variações.

**clivagem** (*cleavage*) (1) Tendência que um *cristal* tem de quebrar-se ao longo de superfícies planares. (2) Padrão geométrico produzido por tal quebra.

**código de obras** (*building code*) Padrões para especificar projetos de construção de novos edifícios, que especificam o grau de vibração que uma estrutura pode ser capaz de suportar quando agitada por um *terremoto*.

**colina abissal** (*abyssal hill*) Uma colina na vertente de uma *dorsal mesoceânica*, tipicamente com cerca de 100 m de altura e alinhada paralelamente à crista da dorsal, sendo formada sobretudo por falhamento da *crosta* oceânica basáltica à medida que esta se afasta do *vale* em rifte.

**combustível fóssil** (*fossil fuel*) Um *recurso* energético formado pelo soterramento e aquecimento de materiais orgânicos mortos, como *carvão, petróleo* e *gás natural*.

**compactação** (*compaction*) Uma diminuição diagenética no volume e na *porosidade* de um *sedimento* que ocorre quando os grãos são espremidos juntos devido ao peso dos sedimentos sobrejacentes.

**compartilhamento de elétrons** (*electron sharing*) O mecanismo pelo qual uma *ligação covalente* se forma entre os elementos de uma reação química.

**competência** (*competence*) Capacidade que uma corrente tem de carregar materiais de um determinado tamanho. (Compare com *capacidade.*)

**condução** (*conduction*) Transferência mecânica da energia térmica de átomos e moléculas agitados termicamente. (Compare com *convecção.*)

**conglomerado** (*conglomerate*) Uma *rocha sedimentar* composta de seixos, calhaus e matacões. O equivalente litificado do *cascalho.*

**convecção** (*convection*) A transferência mecânica de energia térmica que ocorre quando o material aquecido expande-se e ascende, deslocando o material mais frio, que então se aquece e ascende para continuar o ciclo. (Compare com *condução.*)

**cor** (*color*) Propriedade de um *mineral* determinada pela luz transmitida ou refletida.

**cornubianito** (*hornfels*) Uma *rocha granoblástica* com tamanho de grão uniforme, não deformada ou que sofreu pouca deformação. Geralmente formada por *metamorfismo de contato*, em altas temperaturas.

**corrente de gelo** (*ice stream*) Uma corrente de gelo, em uma *geleira continental*, que corre mais rápido que o gelo adjacente. Pode ser referida, também, como"rio de gelo".

**corrente de turbidez** (*turbidity current*) Um *fluxo turbulento* de água transportando uma *carga de suspensão* lamosa que flui pelo talude continental por baixo da água límpida sobrejacente.

**corrente longitudinal** (*longshore current*) Uma corrente de águas rasas que flui paralela à costa.

**cratera** (*crater*) (1) Um fosso em forma de tigela encontrado no pico da maioria dos *vulcões*, centralizado no conduto. (2) Uma depressão causada pelo impacto de um *meteorito*.

**cratera de abatimento** Ver *dolina*.

**cráton** (*craton*) Uma região estável de *crosta* continental antiga, geralmente composta de *escudos* e plataformas continentais.

**cristal** (*crystal*) Um arranjo tridimensional de átomos em que o arranjo básico repete-se em todas as direções.

**cristalização** (*crystalization*) Crescimento de um *mineral* sólido a partir de um gás ou de um líquido cujos átomos constituintes agrupam-se em proporções químicas próprias e segundo um arranjo tridimensional ordenado.

**cristalização fracionada** (*fractional crystallization*) O processo pelo qual os *cristais* formados em um *magma* em resfriamento são segregados da *rocha* líquida remanescente, geralmente por deposição no assoalho da *câmara magmática*.

**crosta** (*crust*) A delgada camada externa da Terra, com espessura média de 8 km sob os oceanos até cerca de 40 km abaixo dos continentes, que consiste em silicatos de densidade relativamente leve, que se fundem em temperaturas relativamente baixas.

*cuesta* (*cuesta*) Uma crista assimétrica, formada por uma série de camadas de diferentes resistências à *erosão*, que é inclinada e erodida.

**cunha de estabilização** (*stabilization wedge*) Uma estratégia para reduzir as emissões de carbono em uma gigatonelada por ano nos próximos 50 anos em relação a um cenário *business-as-usual*. São necessárias cerca de sete cunhas de estabilização para manter os níveis atuais de emissões de carbono estáveis.

**curso d'água** (*stream*) Qualquer corpo de água, grande ou pequeno, que flui sobre a superfície terrestre.

**curva de nível** (*contour*) Linha que conecta pontos de mesma *elevação* um mapa topográfico.

**dacito** (*dacite*) Uma *rocha ígnea intermediária* de cor clara, de granulação fina, com uma composição entre a do *riolito* e a do *andesito*; equivalente *extrusivo* do *granodiorito*.

**datação isotópica** (*isotopic dating*) O uso de elementos radioativos de ocorrência natural para determinar a idade de *rochas*.

**deflação** (*deflation*) Remoção de *argila*, *silte* e *areia* do *solo* seco, por ventos fortes que gradualmente causam depressões no terreno.

**deformação** (*deformation*) A modificação de rochas devido a dobramento, falhamento, cisalhamento, compressão ou extensão pelas forças da tectônica de placas.

**delta** (*delta*) Um depósito grande e plano de *sedimentos* formado onde um *rio* entra no oceano ou lago e sua corrente perde velocidade.

**densidade** (*density*) A razão entre massa e volume de uma substância comumente expressa em gramas por centímetro cúbico ($g/cm^3$). (Compare com *gravidade específica*.)

**depósito de degelo** (*outwash*) Detrito glacial (*drift*) que uma vez foi recolhido e distribuído por *correntes* de degelo.

**depósito de fluxos de cinza** (*ash-flow deposit*) Uma camada extensa de *tufo* vulcânico produzida por uma erupção continental de *piroclastos*.

**depósito disseminado** (*disseminated deposit*) Um depósito de minérios que está espalhado através de volumes de rocha muito maiores do que um veio.

**deriva continental** (*continental drift*) Movimentos de grandes proporções dos continentes pela superfície terrestre, movidos pelo *sistema da tectônica de placas*.

**descontinuidade de Mohorovičić** (*Mohorovičić discontinuity, Moho*) O limite entre a *crosta* e o *manto* em uma profundidade de 5 a 45 km marcado por um aumento abrupto da velocidade das *ondas P* para mais de 8 km/s. Também chamada de Moho.

**desenvolvimento sustentável** (*sustainable development*) Desenvolvimento que atende as necessidades do presente sem comprometer a capacidade que gerações futuras terão de satisfazer suas próprias necessidades.

**desertificação** (*desertification*) A transformação de terras semiáridas em desertos.

**deslizamento basal** (*basal slip*) Escorregamento de uma *geleira* no limite entre o gelo e o solo. (Compare com *fluxo plástico*.)

**desprendimento de *iceberg*** (*iceberg calving*) O processo pelo qual pedaços de gelo rompem-se de uma *geleira de vale* e formam *icebergs* quando a geleira atinge uma *linha de costa*.

**detrito glacial** Ver *drift*.

**diagênese** (*diagenesis*) Mudanças químicas e físicas, incluindo pressão, temperatura e reações químicas, pelas quais os *sedimentos* soterrados são litificados e transformados em *rochas sedimentares*.

**diatrema** (*diatreme*) Uma estrutura formada quando um conduto vulcânico e o canal alimentador abaixo dele são preenchidos por brechas à medida que uma erupção explosiva perde força.

**diferenciação gravitacional** (*gravitational differentiation*) A transformação de um planeta por forças gravitacionais em um corpo cujo interior é dividido em camadas concêntricas que se diferem entre si física e quimicamente.

**diferenciação magmática** (*magmatic differentiation*) Processo pelo qual *rochas* de composição variável podem surgir a partir de um *magma* parental uniforme à medida que vários *minerais* são retirados dele por *cristalização fracionada* conforme resfria, mudando sua composição.

**diorito** (*diorite*) Uma *rocha ígnea intermediária* de granulação grossa com composição intermediária entre o *granodiorito* e o *gabro*; *intrusivo* do *andesito*.

**dipolo** (*dipole*) Pertencente a dois polos magnéticos com polarização oposta.

**dique** (*dike*) Uma *intrusão ígnea discordante* que corta o plano de *acamamento* das *rochas encaixantes*. (Compare com *soleira*.)

**dique marginal** (*natural levee*) Uma crista de material grosso construído por inundações sucessivas que confina um *rio* dentro das suas margens no período entre as inundações, mesmo quando o nível da água é alto.

**direção** (*strike*) A direção, medida na bússola, da linha de intersecção de uma camada de rocha ou uma superfície de falha com uma superfície horizontal.

**discordância** (*unconformity*) Uma superfície entre duas camadas rochosas em uma *sucessão estratigráfica* que foram depositadas com um intervalo de tempo entre elas.

**dispersão de massa** (*mass wasting*) Todos os processos pelos quais os materiais terrestres que sofreram ou não intemperismo movem-se encosta abaixo em grandes quantidades e em grandes eventos únicos, geralmente sob a influência da gravidade.

**distributário** (*distributary*) Um *canal* menor que recebe água e *sedimento* do *canal de um rio* que, ao ramificar-se a jusante, distri-

bui a água e o sedimento para vários canais; tipicamente encontrado em um *delta*.

**divisor de água** (*divide*) Uma crista de um terreno elevado a partir da qual toda a água da chuva escoa para um dos dois lados das vertentes divergentes.

**dobra** (*fold*) Uma estrutura de deformação curva formada quando uma estrutura originalmente plana, como uma sequência sedimentar, é dobrada por forças tectônicas.

**dolina** (*sinkhole*) Uma pequena depressão íngreme na superfície da terra formada quando o telhado delgado de uma caverna de calcário entra em colapso subitamente.

**dolomito** (*dolostone*) Uma *rocha carbonática* abundante, composta basicamente de dolomita e formada pela *diagênese* de *sedimentos carbonáticos* e *calcários*.

**domo** (*dome*) Uma estrutura anticlinal que consiste em um extenso arqueamento positivo de camadas rochosas com forma circular ou oval, na qual as camadas mergulham radialmente a partir de um ponto central. (Compare com *bacia*.)

**dorsal mesoceânica** (*mid-ocean ridge*) Uma cadeia montanhosa submersa em um *limite divergente*, caracterizada por terremotos, vulcanismo e rifteamento causados por esforços distensivos da convecção mantélica, que estão afastando as duas placas.

**drenagem dendrítica** (*dendritic drainage*) Um *rede de drenagem* irregular que lembra os galhos de uma árvore. (Do grego *dendron*, que significa "árvore".)

***drift*** (*drift*) Material de origem glacial encontrado em qualquer lugar, na terra ou no mar.

***drumlin*** (*drumlin*) Uma colina com forma de extensos cordões alongados de *till* e substrato rochoso, paralelos à direção de movimento do gelo, em um terreno de *geleira continental*.

**duna** (*dune*) Uma crista de *areia* alongada formada por uma corrente de vento ou água.

**dureza** (*hardness*) Medida da facilidade com que a superfície de um *mineral* pode ser riscada.

**eclogito** (*eclogite*) Uma *rocha metamórfica* formada em pressões ultra-altas formadas na base da *crosta* em temperaturas moderadas a altas, tipicamente contendo *minerais* como a coesita (uma forma de quartzo muito densa e de alta pressão).

**economia do carbono** (*carbon economy*) A economia da civilização industrial moderna, assim chamada porque funciona fundamentalmente à base de combustíveis fósseis.

**ecossistema** (*ecosystem*) Uma unidade organizacional em qualquer escala composta de componentes físicos e biológicos que operam de forma equilibrada e inter-relacionada.

**efeito estufa** (*greenhouse effect*) Um efeito de aquecimento global no qual um planeta, com uma atmosfera que contenha *gases-estufa*, irradia a *energia solar* de volta para o espaço de forma menos eficiente que um planeta sem atmosfera.

**El Niño** (*El Niño*) Um aquecimento anômalo do Oceano Pacífico Leste, que ocorre a intervalos de três a sete anos e que dura cerca de um ano.

**elemento-traço** (*trace element*) Um elemento que compõe menos de 0,1% de um mineral.

**elevação** (*elevation*) A distância vertical, acima ou abaixo do nível do mar.

**elevação continental** (*continental rise*) Uma falda de *sedimento lamoso* e arenoso que se estende desde o *talude continental* até a *planície abissal*.

**enchente** (*flood*) Inundação que ocorre quando o aumento da *vazão*, resultante de um desequilíbrio de curto prazo entre o influxo e o escoamento, faz com que um *rio* transborde suas margens.

**energia da corrente** (*stream power*) O produto da declividade do leito pela *vazão*.

**energia geotérmica** (*geothermal energy*) Energia produzida quando água subterrânea é aquecida ao passar por uma região subsuperficial contendo *rochas* quentes.

**energia hidrelétrica** (*hydroeletric energy*) Energia derivada da água que cai devido à força da gravidade e que é utilizada para mover turbinas elétricas e gerar eletricidade.

**energia nuclear** (*nuclear energy*) Energia produzida pela fissão do isótopo radioativo de urânio-235, que libera calor para gerar vapor d'água, o qual, por sua vez, move as turbinas para gerar eletricidade.

**energia solar** (*solar energy*) Energia derivada do Sol.

**ENOS** (El Niño Oscilação Sul) (*El Niño-Southern Oscillation*) Um ciclo natural de variação na troca de calor entre a atmosfera e o Oceano Pacífico tropical, do qual fazem parte o *El Niño* e um evento de resfriamento complementar, conhecido como La Niña.

**ENSO** ver ENOS

**eólico** (*eolian*) Referente ao vento.

**éon** (*eon*) Maior divisão do tempo geológico, composta de várias *eras*.

**epicentro** (*epicenter*) Um ponto geográfico da superfície terrestre diretamente acima do *foco* de um *terremoto.*

**epirogênese** (*epeirogeny*) Movimentos graduais ascensionais e descensionais de amplas regiões da *crosta*s em dobramentos ou falhamentos significativos. (Do grego *epeiros*, que significa "continente".)

**época** (*epoch*) Divisão do tempo geológico representando uma subdivisão de um *período*.

**era** (*era*) Uma divisão do tempo geológico representando uma subdivisão de um *éon* e incluindo vários *períodos*.

**erosão** (*erosion*) Conjunto de processos que desagregam o *solo* e a *rocha*, movendo-os para as porções mais baixas do terreno.

**erupção fissural** (*fissure eruption*) Uma erupção vulcânica que extravasa de uma fissura alongada na superfície terrestre, em vez de um conduto central.

**escala de dureza de Mohs** (*Mohs scale of hardness*) Uma escala de progressiva *dureza* baseada na capacidade que um *mineral* tem de riscar o outro. (ver Quadro 3.2).

**escala de intensidade** (*intensity scale*) Uma escala para estimar a intensidade de um evento geológico destrutivo, como um terremoto ou um furacão, diretamente a partir dos efeitos destrutivos de um evento.

**escala de magnitude** (*magnitude scale*) Escala para estimar o tamanho de um *terremoto* usando um logaritmo do maior movimento do solo registrado por um *sismógrafo* (magnitude Richter) ou um logaritmo da área da ruptura na *falha* (magnitude momentânea).

**escala de tempo geológico** (*geologic time scale*) Uma história mundial de eventos geológicos que divide a existência da Terra em intervalos, sendo que muitos são marcados por conjuntos distintivos de *fósseis* e limitados por momentos em que tais conjuntos mudaram de modo abrupto.

**escala do tempo magnético** (*magnetic time scale*) A história detalhada das reversões do *campo magnético* da Terra, como de-

terminado pelas medidas da *magnetização termorremanescente* em amostras de rochas cujas idades são conhecidas.

**escoamento superficial** (*runoff*) Soma de toda a *precipitação* que flui na superfície, incluindo a fração que pode temporariamente infiltrar-se em formações subsuperficiais e então retornar ao fluxo superficial.

**escorregamento** (*slump*) *Movimento de massa* lento de *material inconsolidado* que se move como uma unidade.

**escudo** (*shield*) Uma grande *província tectônica* no interior de um continente que é tectonicamente estável e onde as *rochas* do antigo embasamento cristalino estão expostas na superfície.

**esfoliação** (*exfoliation*) Um processo de *intemperismo físico* no qual grandes folhas planas ou encurvadas de *rochas* fraturam-se e destacam-se do afloramento.

***esker*** (*esker*) Uma crista longa, estreita e sinuosa de *areia* e *cascalho* encontrada no meio de uma *morena*, correndo mais ou menos paralelamente à direção do movimento do gelo, depositada por correntes de água de degelo que fluem em túneis ao longo do fundo de uma *geleira* em derretimento.

**esporão** (*spit*) Uma extensão estreita de *praia* formada por *correntes longitudinais* que transportam *areia* no sentido da corrente.

**estabilidade química** (*chemical stability*) Uma medida da tendência que uma substância tem de permanecer em uma determinada forma química ao invés de reagir espontaneamente para formar uma substância química diferente.

**estratificação cruzada** (*cross-bedding*) Uma *estrutura sedimentar* composta de pacotes de material estratificado depositados por corrente de vento ou de água, cujo mergulho é de até 35° a partir da horizontal.

**estratificação gradacional** (*graded bedding*) Uma camada que mostra mudança progressiva na tamanho dos grãos, de partículas sedimentares grandes no fundo a partículas pequenas no topo, geralmente indicando um enfraquecimento da corrente que depositou as partículas.

**estratigrafia** (*stratigraphy*) A descrição, correlação e classificação dos estratos das *rochas sedimentares*.

**estratosfera** (*stratosphere*) A camada fria e seca da atmosfera acima da *troposfera* que se estende entre 11 e 50 km de altitude. (Compare com *troposfera*.)

**estratovulcão** (*stratovolcano*) Um *vulcão* de forma côncava tendo camadas alternadas de derrames de lava e camadas de *piroclastos.*

**estriação** (*striation*) Um arranhão ou sulco deixado no rochoso por uma *geleira* arrastando rochas ao longo de sua base; pode mostrar a direção do movimento glacial.

**estromatólito** (*stromatolite*) Uma rocha com camadas delgadas distintas que, acredita-se, foi formada por antigos *tapetes microbianos*; um dos tipos de *fósseis* mais antigos da Terra.

**estrutura sedimentar** (*sedimentary structure*) Qualquer tipo de *estratificação* ou outra superfície (como *estratificação cruzada*, *estratificação gradacional* e *marcas de ondas*) formadas na época da deposição sedimentar.

**evolução** (*evolution*) Mudança sistemática dos organismos ao longo do tempo, impulsionada pelos processos de *seleção natural*.

**exoplaneta** (*exoplanet*) Um planeta fora do sistema solar.

**expansão do assoalho oceânico** (*seafloor spreading*) Mecanismo pelo qual é criada uma nova *crosta* oceânica em um *centro de expansão* na crista de uma dorsal mesoceânica. À medida que as placas adjacentes se separam uma da outra, o *magma* ascende para o rifte entre elas para formar uma nova crosta, que se expande lateralmente para longe do rifte e é substituída continuamente por uma crosta ainda mais nova.

**explosão cambriana** (*Cambrian explosion*) A rápida *radiação evolutiva* de animais durante o início do Período Cambriano, após quase 3 bilhões de anos de evolução muito lenta, na qual todos os principais ramos da árvore animal da vida se originaram dentro de cerca de 10 milhões de anos.

**extinção em massa** (*mass extinction*) Um intervalo curto durante o qual uma grande proporção das espécies vivas na época desaparecem do *registro geológico*.

**extremófilo** (*extremophile*) Um *microrganismo* que vive em ambientes que seriam fatais à maioria dos organismos.

**exumação** (*exhumation*) O transporte de *rochas metamórficas* subductadas de volta à superfície.

**face de avalancha** (*slip face*) Ver tente íngreme de sotavento de uma *duna* sobre a qual a *areia* é depositada em estratos cruzados em um *ângulo de repouso.*

**fácies metamórficas** (*metamorphic facies*) Agrupamento de *rochas metamórficas* de várias composições minerais formadas sob diferentes graus de metamorfismo, a partir de diferentes rochas parentais.

**falha** (*fault*) Uma fratura na *rocha* que a desloca para um dos lados.

**falha de cavalgamento** (*thrust fault*) Uma *falha reversa* de ângulo baixo, com mergulho menor que 45°.

**falha de rejeito de mergulho** (*dip-slip fault*) Uma *falha* em que o movimento relativo de blocos opostos de rocha é acima ou abaixo do *mergulho* do plano da falha.

**falha direcional** (*strike-slip fault*) Uma *falha* em que o movimento relativo dos blocos opostos de rocha tem sido horizontal, paralelo à *direção* do plano de falha.

**falha normal** (*normal fault*) Uma *falha de rejeito de mergulho* em que o *teto* se move para baixo em relação ao *piso*, ampliando a estrutura horizontalmente.

**falha reversa** (*reverse fault*) Uma *falha de rejeito de mergulho* em que o *teto* se move para cima em relação ao *piso*, comprimindo a estrutura horizontalmente.

**falha transformante** (*transform fault*) Uma margem de placa na qual as placas deslizam uma em relação à outra e onde não há nem criação nem destruição de *litosfera*.

**fenda** (*crevasse*) grande rachadura vertical na superfície de uma *geleira* causada pelo movimento da superfície do gelo com comportamento frágil à medida que ele é empurrado pelo *fluxo plástico* do gelo subjacente.

**filito** (*phyllite*) *Rocha foliada* cujo grau de cristalização é intermediário entre o da *ardósia* e o do *xisto*; pequenos *cristais* de mica e clorita conferem-lhe um brilho fraco.

**fiorde** (*fjord*) Um antigo *vale glacial* com paredes inclinadas e um perfil em forma de U, ocupado pelo mar.

**fluxo artesiano** (*artesian flow*) Fluxo espontâneo da *água subterrânea* presente em um *aquífero* confinado, para um ponto onde a elevação da superfície do solo é mais baixa do que a da *superfície freática*.

**fluxo laminar** (*laminar flow*) Uma corrente na qual as linhas de fluxo, retilíneas ou levemente curvas, correm paralelas umas às outras, sem que haja mistura ou interferência entre as camadas. (Compare com *fluxo turbulento.*)

**fluxo piroclástico** (*pyroclastic flow*) Uma nuvem cintilante de cinza quente, poeira e gases, ejetada por uma erupção vulcânica que se move encosta abaixo em alta velocidade.

**fluxo plástico** (*plastic flow*) A deformação de uma *geleira* que resulta do total de todos os pequenos movimentos de *cristais* de gelo que a formam. (Compare com *deslizamento basal*.)

**fluxo turbulento** (*turbulent flow*) Um fluxo em que as linhas de corrente cruzam-se e formam espirais e redemoinhos. (Compare com *fluxo laminar.*)

**foco** (*focus*) O ponto de uma *falha* no qual começa o deslizamento em um *terremoto.*

**folhelho** (*shale*) Uma *rocha sedimentar* de granulação fina composta de *silte,* além de um significativo componente de *argila*, que faz com que ela se quebre facilmente ao longo de planos de acamamento.

**folhelho betuminoso** (*oil shale*) Uma *rocha sedimentar* de granulação fina e rica em argila que contém quantidades relativamente grandes de matéria orgânica, a partir da qual podem ser extraídos petróleo e gás.

**foliação** (*foliation*) Um conjunto de planos de *clivagem* paralelos, planos ou ondulados, produzido por *deformação* sob pressão direta; típico de rochas com metamorfismo regional.

**foraminífero** (*foraminifera*) Um grupo de pequenos organismos unicelulares que vivem em águas superficiais e cujas secreções e carapaças calcíticas representam grande parte dos *sedimentos carbonáticos* dos oceanos.

**força compressiva** (*compressive force*) Uma força que espreme ou encurta um corpo. (Compare com *força de cisalhamento*; *força extensional ou distensiva*.)

**força de cisalhamento** (*shearing force*) Uma força que empurra dois lados de um corpo em direções opostas. (Compare com *força compressiva*; *força extensional ou distensiva*.)

**força extensional ou distensiva** (*tensional force*) Uma força que estica um corpo e tende a rompê-lo. (Compare com *força compressiva*; *força de cisalhamento*.)

**forçante solar** (*solar forcing*) Variação cíclica da quantidade de energia solar recebida na superfície terrestre.

**forma de relevo** (*landform*) Uma feição da paisagem da superfície terrestre cuja forma foi construída por processos de *erosão* e de sedimentação.

**formação** (*formation*) Uma série de camadas rochosas de uma determinada região, com propriedades físicas semelhantes e podendo conter a mesma assembleia de *fósseis*.

**formação de ferro bandado** *(banded iron formation)* Uma formação de *rocha sedimentar* composta de camadas finas e alternantes de minerais de óxido férrico e ricos em sílica, precipitados da água do mar quando o oxigênio foi produzido pela primeira vez por *cianobactérias* e reagiu com o ferro dissolvido na água do mar.

**formação ferrífera** (*iron formation*) Uma *rocha sedimentar* que geralmente contém mais de 15% de ferro sob forma de óxidos de ferro, bem como alguns silicatos e carbonatos desse elemento.

**fosforito** (*phosphorite*) Uma *rocha sedimentar* química ou biológica composta de fosfato de cálcio da água do mar rica em fosfato, formada diageneticamente pela interação entre fosfato de cálcio e *sedimentos* lamosos e *carbonáticos*.

**fóssil** (*fossil*) Traço de um organismo que foi preservado no *registro geológico*.

**fotossíntese** (*photosynthesis*) O processo pelo qual organismos, como plantas e algas, usam a energia da luz solar para converter água e dióxido de carbono em carboidratos e oxigênio.

**fratura** (*fracture*) A tendência que um *cristal* apresenta de quebrar-se em superfícies irregulares diferentes dos planos de *clivagem.*

**furacão** (*hurricane*) Uma tempestade intensa que se forma sobre as águas superficiais quentes de oceanos tropicais (entre as latitudes de 8° e 20°) em áreas de alta umidade e ventos leves, produzindo ventos de, no mínimo, 119 km/h e um grande volume de precipitação.

**fusão induzida por fluidos** (*fluid-induced melting*) Fusão rochosa induzida pela presença de água, que diminui a temperatura de fusão. (Compare com *fusão por descompressão*.)

**fusão parcial** (*partial melting*) Fusão incompleta de uma *rocha* porque os *minerais* que a compõem fundem-se em diferentes temperaturas.

**fusão por descompressão** (*decompression melting*) Fusão espontânea que ocorre quando material do *manto* ascende até uma área onde a pressão baixa até um ponto crítico, sem introdução de qualquer calor adicional. (Compare com *fusão induzida por fluidos*.)

**gabro** (*gabbro*) *Rocha ígnea intrusiva* cinza-escura, de granulação grossa e com abundância de *minerais* máficos, particularmente piroxênio. Equivalente *intrusivo* do *basalto*.

**gás de efeito estufa** (*greenhouse gas*) Um gás que absorve e irradia energia quando está presente na atmosfera de um planeta. Os gases-estufa na atmosfera terrestre incluem vapor d'água, dióxido de carbono e metano.

**gás natural** (*natural gas*) Gás metano ($CH_4$), o hidrocarboneto mais simples.

**geleira** (*glacier*) Uma grande massa de gelo sobre o continente que mostra evidência de estar em movimento ou de ter estado, sob a força da gravidade. (Ver também *geleira continental*; *geleira de vale.*)

**geleira continental** (*continental glacier*) Uma espessa camada de gelo com movimento extremamente lento que cobre uma grande parte de um continente. (Compare com *geleira de vale.*)

**geleira de vale** (*valley glacier*) Um rio de gelo que se forma nas altitudes frias das cadeias de montanhas onde a neve se acumula, depois se move encosta abaixo, fluindo por um vale fluvial preexistente ou esculpindo um novo vale. (Compare com *geleira continental.*)

**genes** (*genes*) Moléculas grandes dentro das células de todos os organismos que codificam todas as informações que determinam como o organismo se parecerá, como viverá e se reproduzirá e como será diferente de todos os outros organismos.

**Geobiologia** (*geobiology*) O estudo das interações entre a *biosfera* e o ambiente físico da Terra.

**Geodésia** (*geodesy*) A ciência da mensuração da forma da Terra e da localização de pontos em sua superfície.

**geodínamo** (*geodynamo*) O *geossistema* global que produz o *campo magnético* terrestre, essencialmente gerado por *convecção* do *núcleo externo*.

**Geologia** (*geology*) O ramo das geociências que estuda todos os aspectos do planeta: sua história, sua composição e estrutura interna, além de suas feições de superfície.

**geomorfologia** (*geomorphology*) (1) A forma de uma paisagem. (2) O ramo das geociências que estuda as formas das paisagens e de sua evolução.

**geossistema** (*geosystem*) Um subsistema do *sistema Terra* que produz tipos específicos de atividade geológica.

**geossistema vulcânico** (*volcanic geosystem*) O sistema total de *rochas*, *magmas* e processos necessários para descrever a sequência inteira de eventos, desde a fusão até a erupção de *lava* de um *vulcão* na superfície terrestre.

**geoterma** (*geotherm*) Curva que descreve como a temperatura se eleva com o aumento da profundidade da Terra.

**gnaisse** (*gneiss*) Uma *rocha metamórfica* de alto grau com fraca *foliação*, de cor clara, contendo bandas grossas de *minerais* claros e escuros segregados.

**gradiente hidráulico** (*hydraulic gradient*) A razão entre a diferença de *elevação* entre dois pontos da *superfície freática* e a distância que o fluxo de água percorre entre eles.

**grande província ígnea** (*large igneous province – LIP*) Grandes volumes de *rochas ígneas*, predominantemente *extrusivas* e *intrusivas máficas* cuja origem está ligada a processos não correlacionáveis à *expansão* "normal" *do assoalho oceânico*. Exemplos de Grandes Províncias Ígneas são os *basaltos de platôs* continentais, os basaltos de platô das *bacias* oceânicas e as cadeias assísmicas produzidas por pontos quentes.

**granito** (*granite*) Uma *rocha ígnea félsica*, de granulação grossa, composta de quartzo, ortoclásio, plagioclásio sódico e micas. Equivalente *intrusivo* do *riolito.*

**granodiorito** (*granodiorite*) Uma *rocha ígnea intermediária*, de granulação grossa e cor clara, semelhante ao *granito* por ter abundante quartzo, mas cujo feldspato predominante é o plagioclásio e não o ortoclásio. Equivalente *intrusivo* do *dacito*.

**granulito** (*granulite*) (1) Uma *rocha granoblástica* de alto grau e de granulação média a grossa. (2) O maior grau metamórfico.

**grão** (*grain*) Partícula cristalina de um *mineral*.

**grauvaca** (*graywacke*) Um arenito composto de uma mistura heterogênea de fragmentos rochosos e grãos angulares de quartzo e feldspato no qual os *grãos* de *areia* são cercados por uma matriz de *argila* de sedimentos finos.

**gravidade específica** (*specific gravity*) Peso de uma substância dividido pelo peso de um volume igual de água pura a 4°C. (Compare com *densidade.*)

*greenstone* (*greenstone*) Uma *rocha granoblástica* produzida por metamorfismo de baixo grau de *rochas* máficas vulcânicas, contendo clorita em abundância, o que responde pela cor verde.

*guyot* (*guyot*) Um *monte submarino* de topo achatado, resultante da *erosão* de um vulcão insular quando este estava acima do nível do mar.

**hábito cristalino** (*crystal habit*) Forma em que cresceram os *cristais* individuais de um *mineral* ou agregados de cristais.

**hematita** (*hematite*) O principal *minério* de ferro; o óxido de ferro mais abundante na superfície da Terra.

**heterótrofo** (*heterotroph*) Um organismo consumidor que obtém alimento direta ou indiretamente de *autótrofos*. (Compare com *autótrofo*.)

**hidrologia** (*hydrology*) Ciência que estuda o movimento e as características da água na superfície e na subsuperfície da Terra.

**hipótese da nebulosa** (*nebular hypothesis*) A ideia de que o sistema solar originou-se a partir de uma nuvem difusa de gases e poeira fina (uma "nébula") em lenta rotação que se contraiu pela força da gravidade e, por fim, transformou-se no Sol e nos planetas.

*hogback* (*hogback*) Uma formação semelhante a uma *cuesta*, estreita, com encostas de alta declividade e mais ou menos simétricas, formada pela *erosão* de camadas verticais de estratos duros com ângulo de mergulho íngreme.

**horizontalidade original, princípio da** Ver *princípio da horizontalidade original.*

**húmus** (*humus*) Um componente orgânico do *solo* que consiste nos restos e nos produtos da decomposição de muitos organismos que vivem nesse solo. Também grafado na forma menos usada "humo".

**idade absoluta** *(absolute age)* O número real de anos que se passaram desde um evento geológico até o presente. (Compare com *idade relativa*.)

**idade do gelo** (*ice age*) O período frio de um *ciclo glacial*, durante o qual a Terra esfria, a água é transferida da hidrosfera para a criosfera, o manto de gelo se expande e o nível do mar diminui. Também chamada de período glacial. (Compare com *período interglacial*.)

**idade relativa** (*relative age*) Idade de um evento geológico comparada com a de outros eventos. (Compare com *idade absoluta*.)

**idade tectônica** (*tectonic age*) A idade de uma *rocha* que corresponde ao último grande episódio de *deformação* crustal intensa o bastante para ajustar os relógios isotópicos da rocha por metamorfismo.

**ilha-barreira** (*barrier island*) Uma longa barra de areia na costa afora, que cresce até formar uma barreira entre as ondas do oceano aberto e a *linha de costa.*

**infiltração** (*infiltration*) O movimento da água nas *rochas* ou no *solo* através de rachaduras ou pequenos poros entre as partículas.

**intemperismo** (*weathering*) Processo geral que quebra as *rochas* na superfície terrestre para produzir partículas sedimentares. (Ver também *intemperismo químico*; *intemperismo físico*.)

**intemperismo físico** (*physical weathering*) O *intemperismo* no qual a *rocha* sólida é fragmentada por processos mecânicos que não mudam sua composição química. (Compare com *intemperismo químico*.)

**intemperismo químico** (*chemical weathering*) O *intemperismo* que ocorre quando os *minerais* de uma *rocha* são quimicamente alterados ou dissolvidos. (Compare com *intemperismo físico*.)

**intervalo de recorrência** (*recurrence interval*) Intervalo de tempo médio entre *terremotos* intensos em uma determinada localização; segundo a teoria do rebote elástico, é o tempo necessário para acumular a deformação que será liberada por deslizamento de falha em um terremoto futuro.

**intrusão concordante** (*concordant intrusion*) Uma intrusão ígnea cujos limites são paralelos às camadas da *rocha encaixante* preexistente. (Compare com *intrusão discordante.*)

**intrusão discordante** (*discordant intrusion*) Uma intrusão ígnea que corta as camadas de uma *rocha encaixante.* (Compare com *intrusão concordante.*)

**íon** (*íon*) Um átomo ou grupo de átomos que ganhou ou perdeu elétrons e, portanto, tem uma carga elétrica positiva ou negativa.

**isócrona** (*isochron*) Uma *curva de nível* que conecta pontos de mesma idade.

**isostasia** (*isostasy*) Princípio segundo o qual a força de empuxo que empurra para cima um corpo de menor densidade (como um continente ou um *iceberg*) flutuando em meio de maior den-

sidade (como a *astenosfera* ou a água do mar) deve ser equilibrado pela força gravitacional que o puxa para baixo. (Do grego para "igual em equilíbrio".)

**isótopo** (*isotope*) Uma de duas ou mais formas de átomos do mesmo elemento que tem números diferentes de nêutrons e, portanto, diferentes *massas atômicas*.

**janela do petróleo** (*oil window*) A variação limitada de pressões e temperaturas, geralmente encontrada em profundidades entre 2 e 5 km, na qual se forma o *petróleo*.

**junta** (*joint*) Uma rachadura em uma *rocha*, ao longo da qual não houve movimentação considerável.

***kettle*** (*kettle*) Uma depressão oca ou não drenada que frequentemente tem margens íngremes e pode ser ocupada por água empoçada ou lagos; formada em depósitos glaciais, quando a *água de degelo* é depositada ao redor de um bloco residual de gelo que, posteriormente, derrete.

**lago de deserto** (*playa lake*) Um lago permanente ou temporário, que ocorre em *vales* ou *bacias* das montanhas áridas. À medida que a água do lago evapora, os *minerais* dissolvidos podem ser concentrados e gradualmente precipitados.

**lago em crescente** (*oxbow lake*) Uma curva em forma de crescente, preenchida com água, formada no antigo leito de um *rio* quando ele abandona um *meandro* e adquire novo curso mais curto.

***lahar*** (*lahar*) Um fluxo de lama torrencial de detritos vulcânicos úmidos.

**lama** (*mud*) Um *sedimento siliciclástico* de granulação fina misturado com água no qual a maioria das partículas tem menos que 0,062 mm de diâmetro.

**lamito** (*mudstone*) Uma *rocha sedimentar* de granulação fina, com acamamento mal definido e tendência a formar blocos, produzida pela *litificação* de *lama*.

**lava** (*lava*) *Magma* que flui para a superfície terrestre.

**lava andesítica** (*andesitic lava*) Um tipo de lava de composição intermediária com conteúdo de sílica mais alto do que o *basalto*; entra em erupção em temperaturas mais baixas e é mais viscosa.

**lava basáltica** (*basaltic lava*) Um tipo de lava de composição máfica com baixo conteúdo de sílica; entra em erupção em temperaturas altas e flui de modo constante.

**lava riolítica** (*rhyolitic lava*) O tipo de lava que é o mais rico em sílica; entra em erupção nas temperaturas mais baixas e é o mais viscoso.

**lei de Darcy** (*Darcy's law*) Um resumo das relações entre o volume de água que flui através de um *aquífero* em um certo tempo e o desnível vertical do fluxo, a distância do fluxo e a *permeabilidade* do aquífero.

**leque aluvial** (*alluvial fan*) Uma acumulação de *sedimento* em forma de cone ou de leque depositada onde uma *corrente* se alarga abruptamente ao deixar uma região montanhosa para entrar em um *vale*.

**ligação covalente** (*covalent bond*) Uma ligação entre átomos na qual os elétrons são compartilhados. (Compare com *ligação iônica*.)

**ligação iônica** (*ionic bond*) Uma ligação formada pela atração elétrica entre *íons* de cargas opostas quando os elétrons são transferidos. (Compare com *ligação covalente*.)

**ligação metálica** (*metallic bond*) Uma *ligação covalente* na qual os elétrons livres são compartilhados e dispersados entre íons de elementos metálicos que têm a tendência de perder elétron e se empacotar junto como *cátions*.

**limite convergente** (*convergent boundary*) Um limite entre as placas litosféricas no qual as placas se movem uma em direção à outra e uma delas é reciclada no *manto*. (Compare com *limite divergente*; *falha transformante*.)

**limite divergente** (*divergent boundary*) Um limite entre as placas litosféricas no qual as placas se afastam e cria-se uma nova *litosfera*. (Compare com *limite convergente*; *falha transformante*.)

**limite núcleo-manto** (*core-mantle boundary*) Limite entre o *manto* e o *núcleo*, a cerca de 2.890 km abaixo da superfície.

**linha de costa** (*shoreline*) A linha onde a superfície oceânica encontra a superfície continental.

**liquefação** (*liquefaction*) Transformação temporária de material sólido para o estado líquido quando saturado com água.

**litificação** (*lithification*) O processo que transforma *sedimentos* em *rocha* sólida por *compactação* ou *cimentação*.

**litosfera** (*lithosphere*) A camada mais externa da Terra, forte e rígida, que contém a *crosta* e a parte superior do *manto*, até uma profundidade média de 100 km. (Do grego *lithus*, que significa "pedra".)

**loess** (*loess*) Um manto de *sedimento* de granulação fina, não estratificado e depositado pelo vento.

**magma** (*magma*) Massa de *rocha* fundida.

**magnetização remanente deposicional** (*depositional remanent magnetization*) Uma fraca magnetização das *rochas sedimentares* originada por partículas magnéticas, que se alinham paralelamente à direção do *campo magnético* da Terra, à medida que são depositadas e preservadas quando os sedimentos são litificados.

**magnetização termorremanente** (*thermoremanent magnetization*) Uma magnetização permanente adquirida pelos minerais das *rochas ígneas* à medida que grupos de átomos de minerais alinham-se na direção do *campo magnético*, quando o material ainda está quente. Com o resfriamento do material abaixo de cerca de 500°C, esses átomos ficam trancados e, portanto, magnetizados para sempre na mesma direção.

**manto** (*mantle*) A região que forma a maior parte da Terra sólida entre a *crosta* o *núcleo*, contendo rochas de *densidade* intermediária, principalmente compostos de oxigênio com magnésio, ferro e silício.

**manto inferior** (*lower mantle*) Uma região relativamente homogênea do *manto* com cerca 2.200 km de espessura, que começa na *mudança de fase* a 660 km abaixo da superfície e se estende até o *limite núcleo-manto*.

**manto superior** (*upper mantle*) A parte do *manto* que se estende da *descontinuidade de Mohorovičić* à base da *zona de transição*, a cerca de 660 km de profundidade.

**mapa geológico** (*geologic map*) Um mapa bidimensional que representa as formações rochosas expostas na superfície terrestre.

**marca de onda** (*ripple*) Uma *duna* de *areia* ou de *silte* muito pequena que tem a dimensão mais longa disposta em ângulo reto com a direção de corrente.

**maré** (*tide*) Subida e descida do nível do mar duas vezes ao dia causada pela atração gravitacional entre a Terra e a Lua.

**margem ativa** (*active margin*) Uma *margem continental* onde forças tectônicas causadas por movimentos de placas estão causando uma deformação ativa na crosta continental. (Compare com *margem passiva*.)

**margem continental** (*continental margin*) A *linha de costa*, plataforma e talude de um continente.

**margem passiva** (*passive margin*) Uma *margem continental* longe do limite de placas. (Compare com *margem ativa*.)

**marmita** (*pothole*) Uma cavidade semiesférica no substrato rochoso de um leito fluvial, formada pela *abrasão* causada por pequenos seixos e pedregulhos que giram em um remoinho.

**mármore** (*marble*) Uma *rocha granoblástica* produzida pelo metamorfismo de *calcário* ou *dolomito*.

**massa atômica** (*atomic mass*) A soma das massas dos prótons e nêutrons de um elemento.

**material consolidado** (*consolidated material*) *Sedimento* que é compactado e mantido coeso por cimentos. (Compare com *material inconsolidado.*)

**material dúctil** (*ductile material*) Um material que sofre *deformação* suave e contínua à medida que recebe força sem se fraturar e que não volta à sua forma original, quando a força deformante termina. (Compare com *material frágil.*)

**material frágil** (*brittle material*) Um material que sofre poucas *deformações* antes de se romper, quando é submetido a forças. (Compare com *material dúctil.*)

**material inconsolidado** (*unconsolidated material*) *Sedimento* solto e mal cimentado. (Compare com *material consolidado.*)

**meandro** (*meander*) Uma curva ou arco de um *rio* que se desenvolve à medida que a margem externa da volta é erodida e o *sedimento* é depositado na margem interna.

**mecanismo de falhamento** (*fault mechanism*) A orientação da ruptura da falha e da direção do desligamento de uma falha que causou um *terremoto.*

**meia-vida** (*half-life*) Tempo necessário para que aconteça o decaimento de metade do número original de átomos-pais em um *isótopo* radiativo.

***mélange*** (*mélange*) Uma assembleia metamórfica distinta formada onde a *litosfera* oceânica sofre subducção sob uma placa que carrega um continente em sua margem dominante.

**mergulho** (*dip*) A quantidade de inclinação de uma camada rochosa; o ângulo com que essa *rocha* se inclina a partir da horizontal, medido em ângulos retos à *direção*.

**mesa** (*mesa*) Uma pequena elevação de topo plano com vertentes íngremes em todos os seus lados, gerada por *intemperismo* diferencial do *substrato rochoso* de dureza variada.

**metabolismo** (*metabolism*) Todos os processos que os organismos usam para converter entradas (como luz solar, água e dióxido de carbono) em saídas (como oxigênio e carboidratos).

**metamorfismo de alta pressão** (*high-pressure metamorphism*) Metamorfismo que ocorre em pressões de 8 a 12 kbar.

**metamorfismo de assoalho oceânico** (*seafloor metamorphism*) Uma forma de *metassomatismo* associada com dorsais mesoceânicas na qual a água do mar se infiltra na lava basáltica quente, é aquecida e circula através da crosta oceânica recém-formada por convecção, reagindo com e alterando a composição química do basalto.

**metamorfismo de soterramento** (*burial metamorphism*) Metamorfismo de baixo grau em que as *rochas sedimentares* soterradas são modificadas pelo aumento progressivo da pressão exercida pelos *sedimentos* e rochas sedimentares sobrepostas e pela elevação da temperatura devido à alta profundidade de soterramento.

**metamorfismo de contato** (*contact metamorphism*) Metamorfismo resultante do calor e da pressão em uma pequena área, como nas rochas próximas ao contato de uma intrusão ígnea.

**metamorfismo de impacto** (*shock metamorphism*) Metamorfismo que ocorre quando *minerais* são submetidos a altas pressões e temperaturas por ondas de choque de um *meteorito* quando colide com a Terra.

**metamorfismo de pressão ultra-alta** (*ultra-high-pressure metamorphism*) Metamorfismo que ocorre em pressões acima de 28 kbar.

**metamorfismo regional** (*regional metamorphism*) Metamorfismo causado por altas pressões e temperaturas que se estende ao longo de extensas regiões; típico de limites convergentes onde dois continentes colidem. (Compare com *metamorfismo de contato*.)

**metassomatismo** (*metassomatism*) Uma mudança na composição química de uma *rocha* por transporte fluido de componentes químicos para dentro ou para fora dela.

**meteorito** (*meteorite*) Um pedaço de material do espaço exterior que atinge a Terra.

**método científico** (*scientific method*) Plano de pesquisa geral, baseado em observações metódicas e experimentos, pelo qual os cientistas propõem e testam hipóteses que explicam alguns aspectos do funcionamento do universo.

**microfóssil** (*microfossil*) Traço de um microrganismo individual preservado no *registro geológico*.

**microrganismo** (*microorganism*) Um organismo unicelular. Os microrganismos incluem as bactérias, alguns fungos e algas e a maioria dos protistas.

**migmatito** (*migmatite*) Uma mistura de rocha *ígnea* e *metamórfica* produzida por fusão incompleta. Os migmatitos são fortemente deformados e contorcidos e são penetrados por muitos *veios* pequenos, bolsões e lentes de rocha fundida.

**mineral** (*mineral*) Uma substância sólida cristalina de ocorrência natural, geralmente inorgânica, com uma composição química específica.

**mineralogia** (*mineralogy*) (1) A disciplina da Geologia que estuda a composição, a estrutura, a aparência, a estabilidade, a ocorrência e as associações de *minerais*. (2) As proporções relativas dos constituintes minerais de uma *rocha*.

**minério** (*ore*) Um depósito *mineral* a partir do qual substâncias minerais valiosas podem ser recuperadas economicamente.

**modelo climático** (*climate model*) Qualquer representação do *sistema climático* capaz de reproduzir um ou mais aspectos do comportamento do clima.

**monte submarino** (*seamount*) Um *vulcão* submerso geralmente extinto, encontrado no assoalho oceânico.

**moraina** Ver *morena*.

**morena** (*moraine*) Uma acumulação de material rochoso, arenoso e argiloso carregado por gelo glacial ou depositado por *till*.

**movimento de massa** (*mass movement*) Um movimento de *solo*, de *rocha* ou de *lama* encosta abaixo causado pela força da gravidade.

**mudança de fase** (*phase change*) Uma transformação na estrutura cristalina de uma rocha (mas provavelmente não de sua composição) alterando condições de temperatura e pressão, detectada como uma mudança na velocidade das *ondas sísmicas.*

**mudança global** (*global change*) Uma mudança do *sistema do clima* que tem efeitos mundiais na *biosfera*, na atmosfera e em outros componentes do *sistema Terra.*

**nebulosa solar** (*solar nebula*) Segundo a hipótese da nebulosa, um disco de gás e poeira que circundou o protossol e a partir do qual se formaram os planetas do sistema solar.

**nível de base** (*base level*) A *elevação* na qual um *rio* encontra um grande corpo de água parada.

**núcleo** (*core*) Parte central densa da Terra abaixo do *limite núcleo-manto*, composta principalmente de ferro e níquel. (Ver também *núcleo interno*; *núcleo externo*.)

**núcleo externo** (*outer core*) A camada da Terra que se estende do *limite núcleo-manto* até o *núcleo interno*, em profundidades de 2.890 a 5.150 km, composta de ferro e níquel fundidos e quantidades pequenas de elementos mais leves, como oxigênio ou enxofre.

**núcleo interno** (*inner core*) A parte central da Terra abaixo de uma profundidade de 5.150 km, que consiste em uma esfera sólida, composta de ferro e níquel, suspensa dentro do *núcleo externo* líquido.

**número atômico** (*atomic number*) Número de prótons do núcleo de um átomo.

**obsidiana** (*obsidian*) Uma *rocha* vulcânica vítrea e densa, geralmente de composição félsica.

**óleo** Ver *petróleo*.

**onda compressional** (*compressional wave*) Uma *onda sísmica* que se propaga por expansão e compressão do material através do qual se move. (Compare com *onda de cisalhamento.*)

**onda de cisalhamento** (*shear wave*) Uma *onda sísmica* que se propaga por um movimento de um lado a outro. Não pode se propagar através de qualquer líquido – água, ar ou ferro líquido do *núcleo externo* da Terra. (Compare com *onda compressional.*)

**onda de superfície** (*surface wave*) Uma *onda sísmica* que viaja em torno da superfície da Terra a partir do *foco* de um *terremoto* e chega a um *sismógrafo* após a *onda S*.

**onda P** (*P wave*) A primeira *onda sísmica* a chegar a um *sismógrafo* do *foco* de um *terremoto*; um tipo de uma onda *compressional*.

**onda S** (*S wave*) A segunda *onda sísmica* a chegar a um *sismógrafo* do *foco* de um *terremoto*; um tipo de *onda de cisalhamento*. As ondas S não podem se propagar por líquidos ou gases.

**onda sísmica** (*seismic wave*) Uma vibração do terreno produzida por *terremotos*. (Ver também *onda S*, *onda P*, *onda de superfície.*) (Do grego *seismos*, que significa "terremoto".)

**orogênese** (*orogeny*) Construção de montanhas por forças tectônicas, particularmente por dobramento e acavalamento de rochas acamadas, frequentemente acompanhada de vulcanismo. (Do grego *oros*, que significa "montanha", e *gen*, que significa "ser produzido".)

**orogenia** Ver *orogênese*.

**orógeno** (*orogen*) Um cinturão de montanhas alongado, geralmente formado por um episódio posterior de *deformação* compressiva.

**óxidos** (*oxides*) Uma classe de minerais que são compostos do ânion de oxigênio ($O^{2-}$) e cátions metálicos.

**padrão de drenagem** (*drainage network*) O padrão de conexões de tributários grandes e pequenos de um *bacia de drenagem*.

**paleomagnetismo** (*paleomagnetism*) O *registro geológico* de antigas magnetizações.

**Pangeia** (*Panguea*) Um supercontinente que coalesceu ao fim da Era Paleozoica e reunia todos os continentes atuais. A ruptura da Pangeia começou no Mesozoico.

**pavimento desértico** (*desert pavement*) Uma superfície remanescente de *cascalho*, deixada quando a *deflação* continuada remove as partículas mais finas de uma mistura de *areia e silte de solos* desérticos.

**pedimento** (*pediment*) Uma plataforma ampla e de suave inclinação do *substrato rochoso*, que é formada à medida que uma frente montanhosa é erodida e recua de seu *vale*.

**pedra-pomes** (*pumice*) Uma *rocha* vulcânica, geralmente de composição *riolítica*, com grande número de cavidades (vesículas) que se formam quando o gás aprisionado escapa da *lava* em processo de solidificação.

**pegmatito** (*pegmatite*) Um *veio* de *granito* com granulação extremamente grossa, que se cristalizou a partir de um *magma* rico em água nos últimos estágios de solidificação, e que é intrusivo em uma *rocha encaixante* muito mais fina. Pode conter concentrações ricas de *minerais* raros.

**perfil de solo** (*soil profile*) A composição e a aparência de um *solo*, geralmente caracterizado por camadas distintas.

**perfil longitudinal** (*longitudinal profile*) Uma curva suave, com a convexidade para cima, que representa uma seção longitudinal de um *rio*, desde as fortes inclinações próximas às suas cabeceiras até as inclinações suaves na proximidade da desembocadura.

**peridotito** (*peridotite*) Uma *rocha ígnea* ultramáfica *intrusiva* de granulação grossa e cor verde-escura, composta de olivina e de pequenas quantidades de piroxênios e outros minerais, como espinélio e granada. É a rocha dominante do *manto* e a fonte das rochas basálticas.

**perigo sísmico** (*seismic hazard*) Intensidade dos tremores e da ruptura do terreno a partir de um *terremoto* que pode ser esperado a longo prazo em um determinado lugar.

**período** (*period*) Uma divisão do *tempo geológico* que representa a subdivisão de uma *era.*

**período interglacial** (*interglacial period*) O período quente de um *ciclo glacial*, durante o qual os mantos de gelo derretem, a água é transferida da criosfera para a hidrosfera e o nível do mar sobre. (Compare com *idade do gelo*.)

**permafrost** (*permafrost*) *Solo* permanentemente congelado que contém agregados de cristais de gelo; ocorre em regiões muito frias; qualquer *rocha* ou *solo* que permaneça em temperatura de 0°C ou abaixo disso, por mais de dois anos.

**permeabilidade** (*permeabillity*) A capacidade que um sólido tem de permitir que fluidos passem através dele.

**petróleo** (*crude oil*) Um sedimento orgânico que se forma a partir da *diagênese* da matéria orgânica nos poros de *rochas sedimentares*; uma classe diversa de líquidos composta de hidrocarbonetos complexos.

**pico de Hubbert** (*Hubbert's peak*) O ponto alto de uma curva em forma de sino que representa a taxa de produção de petróleo; o ponto em que a produção de petróleo atinge seu valor máximo e, então, começa a declinar.

**piroclasto** (*pyroclast*) Um fragmento de *rocha* vulcânica ejetado no ar durante uma erupção. (Ver também *bomba*; *cinza vulcânica*.)

**piso** (*foot wall*) O bloco de rocha abaixo de um plano de falha mergulhante. (Compare com *teto*.)

**planalto** (*plateau*) Uma área plana, ampla, extensa, com *elevação* notável acima dos terrenos vizinhos.

**planeta anão** (*dwarf planet*) Qualquer objeto minúsculo do sistema solar externo (inclusive Plutão) composto de uma mistura congelada de gases, gelo e rocha e que orbita o Sol seguindo um padrão incomum que, por vezes, os deixa mais próximos ao Sol do que Netuno.

**planeta terrestre** (*terrestrial planet*) Qualquer um dos quatro planetas internos do sistema solar (Mercúrio, Vênus, Terra e Mar-

te) que se formou a partir de matéria densa próximo ao Sol, onde as condições eram tão quentes que a maioria de seus materiais voláteis entrou em ebulição.

**planetesimal** (*planetesimal*) Qualquer bloco de material, com tamanho de um quilômetro, que acresceram por atração gravitacional nos primórdios da história do sistema solar.

**planície abissal** (*abyssal plain*) Uma planície ampla e achatada que cobre grandes áreas do fundo oceânico, em profundidades de cerca de 4 mil a 6 mil metros.

**planície de inundação** (*floodplain*) Uma área plana quase na mesma altura do *canal* fluvial e situada em cada um de seus lados. Ela é parte do *vale* que é inundado quando um rio extravasa de suas margens.

**planície de maré** (*tidal flat*) Uma área lamosa ou arenosa que é exposta na *maré* mais baixa mas que é inundada na maré alta.

**plataforma continental** (*continental shelf*) Uma plataforma ampla, plana e submersa, coberta por uma camada espessa de sedimento de águas rasas que se estende da *linha de costa* até o limite do *talude continental*.

**plataforma de gelo** (*ice shelf*) Um manto de gelo flutuante no oceano que está anexo a uma *geleira continental* no continente.

**platô** Ver *planalto*.

***playa*** (*playa*) Uma camada de *argila*, incrustada com sais, que se forma pela evaporação completa de um *lago de deserto*.

**pluma do manto** (*mantle plume*) Um jato cilíndrico e estreito de material quente e sólido ascendendo das profundidades do *manto* e tido como responsável pelo vulcanismo intraplacas.

**plúton** (*pluton*) Uma grande intrusão ígnea, cujo tamanho varia de 1 $km^3$ até centenas de $km^3$, formada na *crosta* profunda.

**pó** (*dust*) Material carregado pelo vento; geralmente consiste em partículas com diâmetro abaixo de 0,01 mm (inclusive *silte* e *argila*), mas com frequência inclui partículas maiores.

**polimorfo** (*polymorph*) Uma das duas ou mais estruturas cristalinas possíveis para um único composto químico; por exemplo, os *minerais* quartzo e cristobalita são polimorfos da sílica ($SiO_2$).

**ponto quente** (*hot spot*) Uma região de vulcanismo intenso localizada distante do limite de placas; hipoteticamente, seria a expressão superficial de uma *pluma mantélica*.

**pórfiro** (*porphyry*) Uma *rocha ígnea* com *textura* mista na qual grandes *cristais* (fenocristais) "flutuam" em uma matriz dominantemente fina.

**porfiroblasto** (*porphyroblast*) Um *grande* cristal, circundado por uma matriz muito mais fina contendo outros *minerais*, formado em *rocha metamórfica* de um *mineral* que é estável em uma faixa ampla de temperatura e pressão.

**porosidade** (*porosity*) A percentagem de um volume de rocha que consiste em poros abertos entre os grãos.

**praia** (*beach*) Um ambiente da *linha de costa* composto de *areia* e seixos.

**precipitação** (*precipitation*) (1) Um depósito, na superfície terrestre, de vapor d'água atmosférico condensado na forma de chuva, neve, granizo ou nevoeiro. (2) A condensação de um sólido de uma solução durante uma reação química.

**precipitado** (*precipitate*) Os *cristais* que são retirados de uma solução saturada.

**precipitar** (*precipitate*) Sair de uma solução saturada sob a forma de *cristais*.

**princípio da horizontalidade original** (*principal of original horizontality*) Princípio estratigráfico de que os *sedimentos* são depositados como camadas essencialmente horizontais.

**princípio da superposição** (*principle of superposition*) Princípio que estabelece que a camada sedimentar em uma sequência tectônica não perturbada é mais jovem que aquela sotoposta a ela e mais velha que a camada sobreposta.

**princípio de sucessão faunística** (*principle of faunal succession*) Um princípio estratigráfico segundo o qual os estratos de *rocha sedimentar* em um afloramento contêm *fósseis* distintos em uma sequência definida.

**princípio do uniformitarismo** (*principle of uniformitarism*) Um princípio postulando que os processos geológicos que vemos atualmente em ação funcionaram basicamente da mesma forma ao longo do passado geológico.

**profundidade de compensação carbonática (PCC)** (*carbonate compensation depth*) A profundidade oceânica abaixo da qual a água do mar é suficientemente subsaturada com carbonato de cálcio que dissolve as conchas e os esqueletos de carbonato de cálcio.

**província tectônica** (*tectonic province*) Uma região em grande escala formada por processos tectônicos específicos.

**púmice** Ver *pedra-pomes*.

**quad** (*quad*) Uma unidade que consiste em 1 quadrilhão ($10^{15}$) de unidades térmicas britânicas (Btu), utilizada para medir grandes volumes de energia.

**quartzarenito** (*quartz arenite*) Um arenito composto quase exclusivamente de grãos de quartzo, normalmente bem selecionado e arredondado.

**quartzito** (*quartzite*) Uma *rocha granoblástica* muito dura e branca, derivada do *arenito* rico em quartzo.

**quilha cratônica** (*cratonic keel*) Uma parte do *manto* litosférico mecanicamente estável e quimicamente distinta que se estende na *astenosfera* a 200 ou 300 km abaixo de um *cráton* como o casco de um barco dentro d'água.

**quimioautótrofo** (*chemoautotroph*) Um *autótrofo* que não deriva sua energia da luz solar, e sim de químicos produzidos quando os minerais são dissolvidos.

**quimiofóssil** (*chemofossil*) O remanescente químico de um composto orgânico feito por um organismo enquanto estava vivo.

**radiação** Ver *radiação evolutiva*.

**radiação evolutiva** (*evolutionary radiation*) A evolução relativamente rápida de muitos novos tipos de organismos de um ancestral comum.

**rastejamento** (*creep*) Lento *movimento de massa* do *solo* ou de outros detritos em uma taxa variável de 1 a 10 mm por ano.

**reajuste elástico** Ver *teoria do rebote elástico*.

**recarga** (*recharge*) A *infiltração* de água em qualquer formação rochosa subsuperficial.

**recife** (*reef*) Uma estrutura orgânica em forma de montículo ou de parede, constituída de esqueletos e conchas carbonáticos de organismos marinhos.

**recuperação elástica** Ver *teoria do rebote elástico*.

**recuperação isostática glacial** (*glacial rebound*) Um mecanismo de epirogenia em que a litosfera continental, deprimida pelo peso de uma geleira grande, recupera-se para cima por dezenas de milênios após o derretimento da geleira.

**recurso** (*resource*) (1) Quantidade total de um dado material que pode tornar-se disponível para uso no futuro, incluindo as

*reservas,* além dos depósitos que foram descobertos e ainda não têm viabilidade econômica, mais os depósitos não descobertos que os geólogos acreditam poder, eventualmente, descobrir. (Compare com *reserva.*) (2) Um *recurso natural*.

**recurso natural** (*natural resource*) Um suprimento de energia, água ou matéria-prima utilizado pela civilização humana e que está disponível em seu ambiente natural. (Ver também *recurso.*)

**recurso não renovável** (*nonrenewable resourse*) Um recurso natural que é produzido a uma taxa muito mais lenta do que a taxa em que a civilização humana o está consumindo; por exemplo, *combustíveis fósseis*. (Compare com *recurso renovável*.)

**recurso renovável** (*renewable resourse*) Um *recurso natural* que é produzido a uma taxa rápida o bastante para compensar a taxa com que a civilização humana o está consumindo; por exemplo, madeira. (Compare com *recurso não renovável*.)

**registro geológico** (*geologic record*) Informações sobre eventos e processos geológicos que foram preservadas em rochas à medida que se formaram em vários momentos da história da Terra.

**rejeito** (*fault slip*) A distância de deslocamento dos dois blocos de *rocha* de cada lado de uma *falha* que ocorre durante um *terremoto*.

**rejuvenescimento** (*rejuvenation*) Soerguimento renovado de uma cadeia de montanhas, em um local já soerguido anteriormente, fazendo com que a área retorne a um estágio mais jovem.

**relevo** (*relief*) A diferença entre as *elevações* mais alta e mais baixa de uma área.

**relevo cárstico** (*karst topography*) Um terreno irregular, ondulado, caracterizado pela ocorrência de *sumidouros*, cavernas e pela ausência de *rios* superficiais; formado em regiões de clima úmido, vegetação abundante, formações calcárias fortemente fraturadas e um *gradiente hidráulico* notável. Também grafado na forma menos utilizada como "relevo cársico".

**reserva** (*reserve*) Depósito de um *recurso natural* que já foi descoberto e que pode ser minerado econômica e legalmente. (Compare com *recurso*.)

**reservatório geoquímico** (*geochemical reservoir*) Um dos componentes do *sistema Terra* onde uma substância química é armazenada em algum ponto de seu *ciclo geoquímico*.

**respiração** (*respiration*) O processo metabólico pelo qual os organismos liberam a energia armazenada em carboidratos; exige oxigênio.

**ressaca** (*storm surge*) Um domo de água do mar, formado por um furacão, que ascende acima do nível da superfície oceânica circundante.

**retroalimentação negativa** (*negative feedback*) Processo pelo qual uma ação produz um efeito (retroalimentação) e tende a neutralizar a ação original e estabilizar o sistema contra qualquer mudança. (Compare com *retroalimentação positiva.*)

**retroalimentação positiva** (*positive feedback*) Um processo no qual uma ação produz um efeito (retroalimentação) que tende a acelerar a ação original e amplificar a mudança no sistema. (Compare com *retroalimentação negativa.*)

**rio** (*river*) Um braço principal de um sistema fluvial.

**rio antecedente** (*antecedent stream*) Uma corrente que já existia antes de que a presente *topografia* fosse criada e que, assim, manteve seu curso original, apesar das mudanças na estrutura das rochas subjacentes e na topografia. (Compare com *rio superimposto.*)

**rio efêmero** (*dry wash*) Um *vale* de deserto que transporta água somente após uma chuva; chamado de *wadi* no Oriente Médio; o mesmo que *oued* e *uede*.

**rio em equilíbrio** (*graded stream*) Um *rio* no qual a declividade, a velocidade e a *vazão* combinam-se para transportar sua carga sedimentar, sem que haja sedimentação ou *erosão* no rio ou em sua planície de inundação.

**rio entrelaçado** (*braided stream*) Um *rio* cujo *canal* divide-se em uma rede entrelaçada de canais, os quais então voltam a se reunir, formando um padrão que lembra uma trança de cabelo.

**rio superimposto** (*superposed stream*) Um *rio* que erode uma ravina em *formações* resistentes porque o seu curso foi estabelecido em um nível mais alto em *rochas* uniformes, antes que o solapamento começasse. (Compare com *rio antecedente.*)

**riólito** (*rhyolite*) Uma *rocha ígnea félsica* de granulação fina, de cor castanha-clara a cinza. Equivalente *extrusivo* do *granito*.

**risco sísmico** (*seismic risk*) Danos causados por *terremotos* que podem ser esperados a longo prazo em uma região específica. Geralmente medidos em termos de perdas médias em valores monetários por ano.

**rocha** (*rock*) Um agregado sólido de minerais de ocorrência natural ou, em alguns casos, matéria sólida não mineral.

**rocha carbonática** (*carbonate rock*) Uma *rocha sedimentar* formada por *sedimentos carbonáticos*.

**rocha encaixante** (*country rock*) Rocha que circunda uma rocha ígnea intrusiva.

**rocha evaporítica** (*evaporite rock*) Uma *rocha sedimentar* formada por *sedimentos evaporíticos.*

**rocha félsica** (*felsic rock*) Uma *rocha ígnea* de cor clara, pobre em ferro e magnésio e rica em *minerais* com alto teor de sílica, como quartzo, ortoclásio e plagioclásio. (Compare com *rocha máfica*; *rocha ultramáfica*.)

**rocha foliada** (*foliated rock*) Uma *rocha metamórfica* com *foliação.* Dentre as rochas foliadas encontram-se a *ardósia*, o *filito*, o *xisto* e o *gnaisse*. (Compare com *rocha granoblástica*.)

**rocha granoblástica** (*granoblastic rock*) Uma *rocha metamórfica* não foliada, formada principalmente por *cristais* que crescem em formas equidimensionais, como cubos e esferas, em vez de crescerem com formas placoides ou alongadas. Dentre as rochas granoblásticas encontram-se *cornubianitos*, *quartzitos*, *mármores*, *greenstones*, *anfibolitos* e *granulitos.* (Compare com *rocha foliada*.)

**rocha ígnea** (*igneous rock*) Uma *rocha* formada pela solidificação de um *magma*. (Do latim *ignis*, que significa "fogo".)

**rocha ígnea extrusiva** (*extrusive igneous rock*) Uma *rocha ígnea* de granulação fina ou vítrea formada a partir de um *magma* resfriado rapidamente que irrompe na superfície por meio de um *vulcão.* (Compare com *rocha ígnea intrusiva*.)

**rocha ígnea intermediária** (*intermediate igneous rock*) Uma *rocha ígnea* cuja composição situa-se entre a das rochas máficas e félsicas, não sendo nem tão rica em sílica quanto as *rochas félsicas* nem tão pobre quanto as *rochas máficas*.

**rocha ígnea intrusiva** (*intrusive igneous rock*) Uma *rocha ígnea* de granulação grossa formada a partir do *magma* que se alojou em *rochas encaixantes* localizadas em alta profundidade na *crosta* e resfriou lentamente. Compare com *rocha ígnea extrusiva.*

**rocha máfica** (*mafic rock*) Uma *rocha ígnea* de cor escura contendo *minerais* (como piroxênios e olivinas) ricos em ferro e magnésio e relativamente pobres em sílica. (Compare com *rocha félsica*; *rocha ultramáfica*.)

**rocha metamórfica** (*metamorphic rock*) Uma *rocha* formada por alta temperatura e pressão que causa mudanças na mineralogia, textura ou composição química de qualquer tipo de rocha preexistente enquanto mantém a forma sólida. (Do grego *meta*, que significa "mudança", e *morphe*, que significa "forma".)

**rocha sedimentar** (*sedimentary rock*) Uma *rocha* formada pelo soterramento e *diagênese* de camadas de *sedimentos*.

**rocha sedimentar orgânica** (*organic sedimentary rock*) Uma *rocha sedimentar* que consiste parcial ou inteiramente em depósitos orgânicos ricos em carbono, formados pelo soterramento e diagênese de material anteriormente vivo.

**rocha ultramáfica** (*ultramafic rock*) Uma *rocha ígnea* composta basicamente de *minerais* máficos que contém menos de 10% de feldspato. (Compare com *rocha félsica*; *rocha máfica*.)

**Rodínia** (*Rodinia*) Um supercontinente mais antigo que *Pangeia* que se formou há cerca de 1,1 bilhão de anos e começou a se romper aproximadamente 750 milhões de anos atrás.

**salinidade** (*salinity*) Quantidade total de substâncias dissolvidas em um dado volume de água do mar.

**saltação** (*saltation*) O transporte de *areia* e de *sedimentos* finos ao longo de uma corrente, na qual as partículas se movem em uma sequência de saltos intermitentes.

**seca** (*drought*) Um período de meses ou anos quando a precipitação é muito mais baixa do que o normal.

**seção geológica transversal** (*geologic cross section*) Um diagrama que mostra as feições geológicas que seriam visíveis se fossem feitos cortes verticais através de parte da *crosta*.

**sedimento** (*sediment*) Um material depositado na superfície da Terra por agentes físicos (vento, água e gelo), químicos (*precipitação* a partir de oceanos, lagos e *rios*) ou biológicos (organismos vivos e mortos).

**sedimento bioclástico** (*bioclastic sediment*) Um *sedimento* de água rasa composto de fragmentos de conchas ou esqueletos precipitados diretamente de organismos marinhos e consistindo nos dois *minerais* carbonato de cálcio, calcita e aragonita, em proporções variáveis.

**sedimento biológico** (*biological sediment*) Um *sedimento* formado próximo a seu local de deposição como resultado de *precipitação* direta ou indireta por organismos. (Compare com *sedimento químico*.)

**sedimento carbonático** (*carbonate sediment*) O *sedimento* formado pela acumulação de minerais carbonáticos direta ou indiretamente precipitados por organismos marinhos.

**sedimento evaporítico** (*evaporite sediment*) *Sedimento químico* que é precipitado a partir da água do mar em evaporação ou da evaporação da água dos lagos.

**sedimento pelágico** (*pelagic sediment*) *Sedimento* de mar aberto composto de partículas terrígenas de granulação fina e partículas precipitadas biologicamente que se assentam lentamente da superfície do mar até o fundo.

**sedimento químico** (*chemical sediment*) *Sedimento* formado em seu local de deposição ou próximo a ele a partir de produtos dissolvidos e precipitado a partir da água. (Compare com *sedimento biológico*.)

**sedimento siliciclástico** (*siliciclastic sediment*) *Sedimento* formado de partículas clásticas produzidas pelo *intemperismo* de *rochas* e fisicamente depositado pela água corrente, pelo vento ou pelo gelo. (Do grego *klastos*, que significa "quebrado".)

**sedimento terrígeno** (*terrigenous sediment*) *Sedimento* erodido na superfície da Terra.

**seleção** (*sorting*) A tendência que as correntes têm, à medida que variam de velocidade, de segregar os *sedimentos* de acordo com o tamanho.

**seleção natural** (*natural selection*) O processo pelo qual traços herdados em uma população de organismos aumentam a probabilidade de que um organismo sobreviva e se reproduza com êxito ao longo de sucessivas gerações.

**sequência de camadas** (*bedding sequence*) Uma sequência de camadas intercaladas e empilhadas verticalmente de diferentes tipos de *rochas sedimentares*.

**sequestro de carbono** (*carbon sequestration*) O bombeamento de $CO_2$ gerado pela combustão de combustíveis fósseis em reservatórios que não seja a atmosfera.

**sílex** (*chert*) Uma *rocha sedimentar* composta de sílica por processos químicos ou biológicos.

**silicatos** (*silicates*) A classe de minerais mais abundante da crosta terrestre, composta de oxigênio (O) e silício (Si), principalmente em combinação com cátions de outros elementos.

**silte** (*silt*) *Sedimento siliciclástico* no qual a parte dos grãos situa-se entre os diâmetros de 0,0039 e 0,0062 mm.

**siltito** (*siltstone*) Uma *rocha sedimentar* que contém predominantemente *silte* e é similar ao *lamito* ou *arenito* de granulação muito fina. Equivalente *litificado* do *silte*.

**sinclinal** (*syncline*) Uma dobra de rochas em camada em forma de fossa que contém camadas mais jovens no núcleo da dobra. (Compare com *anticlinal*.)

**sismógrafo** (*seismograph*) Instrumento que registra *ondas sísmicas* geradas por terremotos.

**sistema climático** Ver *sistema do clima*.

**sistema da tectônica de placas** (*plate tectonic system*) Um *geossistema* global que inclui o *manto* em convecção e seu mosaico sobreposto de placas litosféricas.

**sistema do clima** (*climate system*) O *geossistema* global que inclui todas as partes do *sistema Terra* e todas as interações entre esses componentes que são necessárias para determinar o clima em escala global e como ele muda ao longo do tempo.

**sistema Terra** (*Earth system*) A coleção dos *geossistemas* abertos, interativos e, muitas vezes, sobrepostos da Terra.

**soleira** (*sill*) Uma *intrusão ígnea* tabular formada pela injeção do *magma* entre as camadas paralelas de *rocha encaixante*. (Compare com *dique*.)

**solo** (*soil*) Uma combinação intricada de *rocha* intemperada e matéria orgânica.

**solução hidrotermal** (*hydrothermal solution*) Uma solução de água quente formada quando a *água subterrânea* ou a água do mar entra em contato com uma intrusão magmática quente, reage com ela e transporta quantidades significativas de elementos e íons liberados pela reação, que podem ser posteriormente depositados na forma de minérios.

**sombra pluvial** (*rain shadow*) Uma área de baixa precipitação na vertente de sotavento de uma cadeia de montanhas.

**sopé continental** Ver *elevação continental*.

***stock*** (*stock*) Um *plúton* com menos de 100 $km^2$ de área.

**subducção** (*subduction*) O afundamento da *litosfera* oceânica, sob outra placa, em um limite convergente de placas.

**subsidência** (*subsidence*) Uma depressão ou afundamento de uma área ampla da *crosta* em relação à crosta circundante, induzida parcialmente pelo peso adicional de *sedimentos*, mas causada principalmente por processos da tectônica de placas.

**sucessão estratigráfica** (*stratigraphic succession*) Um conjunto de estratos rochosos ordenados de forma cronológica.

**sucessão faunística, princípio de** Ver *princípio de sucessão faunística*.

**suíte ofiolítica** (*ophiolite suite*) Uma assembleia de rochas, característica do fundo oceânico, mas encontrada também nos continentes, e que consiste em *sedimentos* de mar profundo, *lavas basálticas* submarinas e intrusões *ígneas máficas*.

**sulfatos** (*sulfates*) Uma classe de *minerais* que são compostos do ânion sulfato ($SO_4^{2-}$) e de *cátions* metálicos.

**sulfetos** (*sulfides*) Uma classe de *minerais* que são compostos do ânion sulfeto ($S^{2-}$) e de *cátions* metálicos.

**superfície freática** (*groundwater table*) Limite entre a *zona subsaturada* e a *zona saturada*.

**superposição, princípio da** Ver *princípio da superposição*.

**sutura** (*suture*) Uma zona estreita onde dois blocos continentais foram justapostos por convergência de placas, e a bacia oceânica que já os separou foi inteiramente subduzida. As zonas de sutura são frequentemente marcadas por suítes *ofiolicas*.

**talude continental** (*continental slope*) Um talude inclinado localizado entre a *plataforma continental* e a *elevação continental*.

**tálus** (*talus*) Grandes blocos de *rocha* caídos de uma vertente muito íngreme de calcário ou arenito duro e cimentado e que se acumulam em uma encosta mais suave no pé da vertente.

**tapete microbiano** (*microbial mat*) Uma comunidade microbiana em camadas que geralmente ocorre em *planícies de maré*, lagoas hipersalinas e fontes termais.

**tectônica de flocos** (*flake tectonics*) O processo tectônico de um planeta com um manto em convecção vigorosa sotoposto a uma *crosta* delgada, que se rompe em flocos ou se enruga como um tapete; acredita-se ter ocorrido em Vênus e, possivelmente, nos primórdios da Terra.

**tectônica de placas** (*plate tectonics*) Teoria que descreve e explica a criação e a destruição das placas litosféricas da Terra e seu movimento sobre a superfície terrestre. (Do grego *tekton*, que significa "construtor".)

**tempo de residência** (*residence time*) Tempo médio que um átomo de um elemento específico permanece em um *reservatório geoquímico* antes de deixá-lo.

**tensão** (*stress*) A força por unidade de área que atua em qualquer superfície de um corpo sólido.

**teoria do rebote elástico** (*elastic rebound theory*) Teoria sobre o movimento das falhas e da geração de *terremotos*. Segundo tal teoria, as falhas permanecem estáticas à medida que a energia da deformação se acumula nas *formações* rochosas de ambos os lados da mesma, deformando-as temporariamente até que, em um *deslizamento* repentino ao longo do plano de falha, libera energia.

**terraço** (*terrace*) Uma superfície plana em forma de degraus que acompanha o curso de um *rio*, acima da *planície de inundação*. Os terraços geralmente ocorrem em ambas as margens do rio e marcam uma antiga planície de inundação, que existiu em um nível mais alto, antes de ser erodida pelo curso d'água devido ao soerguimento regional ou ao aumento da *vazão*.

**terraço de abrasão** (*wave-cut terrace*) Uma superfície plana formada pela *erosão* do substrato rochoso das zonas costeiras causada pelas ondas abaixo da zona de surfe; pode ser visível na *maré* baixa.

**terremoto** (*earthquake*) Movimentação violenta do terreno que ocorre quando as rochas frágeis que estão sob tensões quebram-se repentinamente ao longo de uma *falha*.

**terreno acrescido** (*accreted terrane*) Um pedaço da *crosta* continental, com dezenas a centenas de quilômetros de extensão, com características comuns e origem distinta, geralmente transportado ao longo de grandes distâncias por movimentos de placa e emplastrado no bordo de um continente.

**teto** (*hanging wall*) O bloco de rocha acima de um plano de *falha* mergulhante. (Compare com *piso*.)

**textura** (*texture*) Tamanhos e formas dos cristais minerais de uma rocha e a maneira como são juntamente dispostos.

**tilito** (*tillite*) O equivalente litificado do *till*.

**till** (*till*) Um sedimento sem estratificação e pobremente selecionado, contendo todos os tamanhos de fragmentos, desde *argila* até matacão, e que é depositado diretamente por uma *geleira* em derretimento.

**tomografia sísmica** (*seismic tomography*) Técnica que usa diferenças nos tempos de propagação de *ondas sísmicas* de *terremotos*, registradas em *sismógrafos*, para construir uma imagem tridimensional do interior da Terra.

**topografia** (*topography*) Configuração geral das altitudes variáveis que dão forma à superfície terrestre, medidas em relação ao nível do mar.

**traço** (*streak*) A *cor* do fino depósito de poeira *mineral* deixado sobre uma superfície abrasiva quando um mineral é nela riscado.

**trajetória de pressão-temperatura** (*pressure-temperature path*) Ver *trajetória P-T*.

**trajetória P-T** (*P-T path*) A história da mudança de condições de temperatura (T) e pressão (P), refletida na textura e *mineralogia* de uma *rocha metamórfica*.

**transferência de elétrons** (*electron transfer*) O mecanismo pelo qual uma *ligação iônica* se forma entre os elementos de uma reação química.

**tributário** (*tributary*) Um *rio* que descarrega sua água em outro maior.

**troposfera** (*troposphere*) A camada mais inferior da atmosfera, que tem espessura média em torno de 11 km, contém cerca de três quartos da massa da atmosfera e conduz calor de forma vigorosa, devido ao aquecimento irregular da superfície terrestre pelo Sol. (Do grego *tropos*, que significa "virar" ou "misturar".) (Compare com *estratosfera*.)

**tsunâmi** (*tsunami*) Uma onda marinha gigante, de grande velocidade, gerada por *terremoto* que ocorre abaixo do assoalho oceânico, que se propaga pelo oceano e aumenta de tamanho quando atinge a costa.

**tufo** (*tuff*) Qualquer *rocha vulcânica* litificada a partir de *piroclastos* pequenos. (Compare com *brecha*.)

**turfa** (*peat*) Um material rico em matéria orgânica, composto de vegetação acumulada preservada a partir do decaimento em um ambiente pantanoso, e que contém mais de 50% de carbono.

**umidade relativa** (*relative humidity*) A quantidade de vapor d'água no ar expressa como uma percentagem da quantidade total de água que o ar poderia manter naquela temperatura, se estivesse saturado.

**uniformitarismo, princípio do** Ver *princípio do uniformitarismo*.

**vale** (*valley*) Área entre os topos das vertentes em ambos os lados de um canal ou de um *rio*.

**vale em U** (*U-shaped valley*) Um *vale* profundo com paredes íngremes que muda para um fundo plano; é a típica forma de um vale erodido por uma *geleira.*

**vale suspenso** (*hanging valley*) Um *vale* abandonado de uma geleira tributária que adentra um vale glacial maior, acima da sua base e em posição elevada na parede deste.

**varve** (*varve*) Um par de camadas alternadas de grãos finos e grossos, depositadas no fundo de um lago por uma geleira de vale, formadas em um ano pelo congelamento sazonal da superfície de um lago.

**vasa de foraminífero** (*foraminiferal ooze*) Um *sedimento* arenoso e siltoso composto de carapaças de *foraminíferos* mortos; também denominada lama de foraminíferos.

**vasa silicosa** (*siliceous ooze*) Um *sedimento pelágico* precipitado biologimicamente que consiste em restos das carapaças silicosas de diatomáceas e radiolários.

**vazão** (*discharge*) (1) Volume de *água subterrânea* que deixa um *aquífero* em um dado tempo. (Compare com *recarga.*) (2) O volume de água que passa em um dado tempo e local à medida que flui através de um *canal* de certa profundidade e largura.

**veio** (*vein*) Um depósito tabular de *minerais* em fraturas ou *juntas* que são estranhos à *rocha encaixante*, geralmente por uma *solução hidrotermal*.

**velocidade de assentamento** (*settling velocity*) Velocidade na qual as partículas de vários pesos suspensas em uma corrente assentam-se no fundo.

**velocidade relativa das placas** (*relative plate velocity*) Velocidade na qual uma placa litosférica se move em relação a outra.

**ventifacto** (*ventifact*) Um seixo facetado pelo vento que tem várias faces curvas ou quase planas que se encontram em arestas agudas. Cada superfície ou faceta é resultado da *abrasão* do lado de barlavento do seixo.

**verniz do deserto** (*desert varnish*) Uma distinta película de cor castanho-escura, às vezes brilhante, encontrada em muitas superfícies rochosas do deserto, que resulta de uma mistura de argilo-minerais com menores quantidades de óxidos de manganês e de ferro.

**viscosidade** (*viscosity*) A medida da resistência ao fluxo oferecida por um fluido.

**vulcão** (*volcano*) Uma colina ou montanha construída pela acumulação de *lavas* e *piroclastos*.

**vulcão-escudo** (*shield volcano*) Um amplo *vulcão* em forma de escudo, com muitas dezenas de quilômetros de circunferência e mais de 2 km de altura, construído por fluxos sucessivos de *lava basáltica* fluida a partir de um conduto central.

***wadi*** Ver *rio efêmero*.

**xisto** (*schist*) Uma *rocha metamórfica* de grau intermediário caracterizada por *foliação* penetrativa grossa e ondulada, conhecida como xistosidade.

**xisto azul** (*bluechist*) Uma *rocha metamórfica* formada em condição de alta pressão e temperatura moderada, geralmente contendo glaucofano, um anfibólio azul.

**xisto verde** (*greenschist*) (1) Uma *rocha metamórfica* de baixo grau formada de rochas máficas vulcânicas e que contém uma abundância de clorita. (2) O grau metamórfico acima do grau da zeólita.

**zeólita** (*zeolite*) (1) Uma classe de silicatos contendo água em cavidades dentro da estrutura cristalina e formada em metamorfismo de pressão e temperaturas muito baixas. (2) O grau metamórfico mais baixo.

**zona de baixa velocidade** (*low-velocity zone*) Uma camada próxima à base da *litosfera*, começando a uma profundidade de aproximadamente 100 km, onde a velocidade das *ondas S* diminui abruptamente, marcando a parte superior da *astenosfera*.

**zona de sombra** (*shadow zone*) (1) Uma zona além de 105° a partir do *foco* de um *terremoto,* onde as *ondas S* estão ausentes, por não serem transmitidas através do *núcleo externo* líquido. (2) Uma zona entre a distância angular de 105° e 142° a partir do foco de um terremoto onde as *ondas P* estão ausentes, porque elas são refratadas para baixo em direção ao núcleo e emergem a distâncias maiores, após o atraso causado pela sua viagem através do núcleo.

**zona de transição** (*transition zone*) A parte do *manto* unida por duas *mudanças de fase* abruptas em profundidades de aproximadamente 410 e 660 km.

**zona saturada** (*satured zone*) Nível abaixo do *lençol freático* no qual os poros do *solo* ou da *rocha* estão completamente preenchidos com água. Também chamada de zona freática. (Compare com *zona subsaturada.*)

**zona subsaturada** (*unsatured zone*) O nível acima do *lençol freático* em que os poros do *solo* ou da *rocha* não estão completamente preenchidos com água. Também chamado de zona vadosa. (Compare com *zona saturada.*)

**zona habitável** (*habitable zone*) A distância de uma estrela em que a água permanece estável na forma líquida; se a órbita de um planeta estiver nesta zona, existe a possibilidade de a vida ter se originado lá.

# LEITURAS SUGERIDAS

## Capítulo 1


Allegre, C. J., and S. H. Schneider. 2005. Evolution of Earth. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 4-13.

Alley, R. B. 2001. The key to the past. *Nature* 409: 289.

Becker, L. 2002. Repeated blows. *Scientific American* (March): 77-83.

Dalrymple, G. B. 2005. *Ancient Earth, Ancient Skies: The Age of Earth and Its Cosmic Surroundings*. Stanford University Press.

Hallam, A. 1991. *Great Geologic Controversies*. Oxford University Press.

Hallam, T. 2005. *Catastrophes and Lesser Calamities: The Causes of Mass Extinctions*. Oxford University Press.

McSween, H.Y. 1999. *Meteorites and Their Parent Planets*. Cambridge University Press.

Menking, K., D. Merritts, and A. de Wet. 1998. *Environmental Geology: An Earth System Science Approach*. W. H. Freeman.

National Aeronautics and Space Administration. 2002. *Living on a Restless Planet*. Jet Propulsion Laboratory. See also http:\ AsoIidearth.jpl.nasa.gov.

National Research Council. 1993. *Solid Earth Sciences and Society*. National Academy Press.

Roberts, F. 2001. The origin of water on Earth. *Science* 293: 1056-1058.

Stanley, S. M. 2005. *Earth System History*, 2nd ed. W. H. Freeman.

Westbroek, P. 1991. *Life as a Geologic force*. W. W. Norton.


## Capítulo 2


Carlson, R. W. 1997. Do continents part passively or do they need a shove? *Science* 278: 240-241.

Conrad, C. P., and C. Lithgow-Bertelloni. 2002. How mantle slabs drive plate tectonics. *Science* 298: 207-209.

Cox, A. 1989. *Plate Tectonics: How It Works*. Blackwell Scientific.

Dalziel, I. W. D. 1995. Earth before Pangaea. *Scientific American* (January): 58-63.

Hallam, A. 1973. *A Revolution in the Earth Sciences: From Continental Drift to Plate Tectonics*. Oxford University Press, Clarendon Press.

Kearey, P., and F. J.Vine. 1990. *Global Tectonics*. Blackwell Scientific.

Macdonald, K. C. 1998. Exploring the mid-ocean ridge. *Oceanus* 41:2-8.

Menard, H. W. 1986. *The Ocean of Truth: A Personal History of Global Tectonics*. Princeton University Press.

Muller, R. D., et al. 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research* 102: 3211-3214.

National Academy of Sciences. 1999. When the Earth moves: Seafloor spreading and plate tectonics. In *Beyond Discovery: The Path from Research to Human Benefit*. www.beyonddiscovery.org.

Norabuena, E., et al. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes. *Science* 279: 358-362.

Oreskes, N. 1999. *The Rejection of Continental Drift*. Oxford University Press.

Oreskes, N. (ed.), with Homer Le Grand. 2001. *Plate Tectonics: An Insider's History of the Modern Theory of Earth*. Westview Press.

Richards, M. A. 1999. Prospecting for Jurassic slabs. *Nature* 397: 203-204.

Scotese, C. R. 2001. *Atlas of Earth History*, vol. 1: Paleogeography. PALEOMAP Project.

Smith, D. K., and J. R. Cann. 1993. Building the crust at the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 365: 707-714.

Van der Hilst, R. D., S. Widiyantoro, and E. R. Engdahl. 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature* 386: 578-584.

Wessel, G. R. 1986. *The Geology of Plate Margins*. Map and Chart Series MC-59. Geological Society of America.


## Capítulo 3


Barnes, H. L., and A. W. Rose. 1998. Origins of hydrothermal ores. *Science* 279: 2064-2065.

Blatt, H., R. J. Tracy, and B. E. Owens. 2005. *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*, 3rd ed. W. H. Freeman.

Briskey, J. A., et al. 2001. It's time to know the planet's mineral resources. *Geotimes* (March): 14-22.

Deer, W. A., R. A. Howie, and J. Zussman. 1996. *An Introduction to Rock-Forming Minerals*. Prentice Hall.

Dietrich, R.V., and B. J. Skinner. 1990. *Gems, Granites, and Gravels*. Cambridge University Press.

Hall, C. 2002. *Gemstones*. Smithsonian Handbooks.

Keller, P. C. 1990. *Gemstones and Their Origins*. Chapman & Hall.

Klein, C. 2010. *Manual of Mineral Science*, 23rd ed. Wiley.

Patch, S. S. 1999. *Blue Mystery: The Story of the Hope Diamond*, 2nd ed. Abrams.

Robb, L. J. 2004. *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell Scientific.

Varon, L. 2001. Internet gems: Web sites for rockhounds and lapidaries. *Rock and Gem* 31(6): 34-36, 90.


## Capítulo 4


Barker, D. S. 1983. *Igneous Rocks*. Prentice Hall.

Blatt, H., R. J. Tracy, and B. E. Owens. 2005. *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*, 3rd ed. W. H. Freeman.

Coffin, M. P., and O. Eldholm. 1993. Large igneous provinces. *Scientific American* (June): 42-49.

Philpotts, A. R. 2003. *Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks*. Waveland Press.

Raymond, L. A. 1995. *Petrology*. Wm. C. Brown.


## Capítulo 5


Boggs, S. 2012. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, 5th ed. Prentice Hall.

Brookfield, M. E. 2004. *Principles of Stratigraphy*. Blackwell Scientific.

Goreau,T. F., N. I. Goreau, andT. J. Goreau. 1979. Corals and coral reefs. *Scientific American* (August): 124-136.

Julien, P.Y. 1998. *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press.

Komar, P. D. 1997. *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd ed. Prentice Hall.

Leeder, M. R. 2011. *Sedimentology and Sedimentary Basins*. 2nd ed. Blackwell Scientific.

Mack, W. N., and E. A. Leistikow. 1996. Sands of the world. *Scientific American* (August): 62-67.

Prothero, D. R., and F. Schwab. 1996. *Sedimentary Geology*. W. H. Freeman.

Siever, R. 1988. *Sand*. Scientific American Library.

Stanley, G. D., Jr. 2001. *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Springer.

## Capítulo 6


Barker, A. J. 1998. *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*, 2nd ed. Stanley Thornes.
Blatt, H., R. J. Tracy, and B. E. Owens. 2005. *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*, 3rd ed. W. H. Freeman.
Coleman, R. G., X. Wang, P. C. Hess, and A. B. Thompson. 1995. *Ultmhigh Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press.
Frey, M., and D. Robinson. 1998. *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Scientific.
Wynn, J. C., and E. Shoemaker. 1998. The day the sands caught fire. *Scientific American* (November): 36-45.


## Capítulo 7


McPhee, J. 2000. *Annals of the Former World*. Farrar, Straus & Giroux.
Pinter, N., and M.T. Brandon. 2005. How erosion builds mountains. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 74-81.
Ramsay, J. F. 1987. *Techniques of Modern Structural Geology: Folds and Fractures*. Academic Press.
Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall.
Twiss, R. J., and E. M. Moores. 1992. *Structural Geology*. W. H. Freeman.


## Capítulo 8


Berry, W. B. N. 1987. *Growth of a Prehistoric Time Scale*. Blackwell Scientific.
Faure, G., andT. M. Mensing. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd ed. Wiley.
Palmer, A. R. 1984. *Decade of North American Geologic Time Scale*. Map and Chart Series MC-50. Geological Society of America.
Simpson, G. G. 1983. *Fossils and the History of Life*. Scientific American Books.
Spencer, E. W. 1999. *Geologic Maps: A Practical Guide to the Preparation and Interpretation of Geologic Maps*, 2nd ed. Prentice Hall.
Stanley, S. M. 2005. *Earth System History*, 2nd ed. W. H. Freeman.
Winchester, S. 2002. *The Map That Changed the World: William Smith and the Birth of Modern Geology*. HarperCollins, Perennial.


## Capítulo 9


Albee, A. 2003. The unearthly landscapes of Mars. *Scientific American* (June): 46-53.
Allegre, C. 1992. *From Stone to Star*. Harvard University Press.
Ardilla, D. R. 2004. Planetary systems. *Scientific American* (April): 62-69.
Becker, L. 2002. Repeated blows. *Scientific American* (March): 77-83.
Bullock, M. A., and D. H. Grinspoon. 2003. Global climate change on Venus. In *Scientific American*, Special Edition: *New Light on the Solar System*, pp. 20-27.
Christensen, P. R. 2005. The many faces of Mars. *Scientific American* Quly): 32-39.
Cole, G. H. A. 2001. Exoplanets. *Astronomy and Geophysics* (February): 1.13-1.17.
Doyle, L. R., H.-J. Deeg, and T. M. Brown. 2000. Searching for shadows of other Earths. *Scientific American* (July): 60-65.
Golombek, M. P. 1998. The Mars *Pathfinder* mission. *Scientific American* (July): 40-49.
Grotzinger, J. P. 2009. Beyond water on Mars. *Nature* Geoscience (April): 1-3.
Halliday, A. N., and M. J. Drake. 1999. Colliding theories (Origin of Earth and Moon). *Science* 283:1861-1864.
Kargel, J. S., and R. G. Strom. 1996. Global climatic change on Mars. *Scientific American* (November): 80-88.
Kasting, J. F. 1998. Origins of water on Earth. *Scientific American* (October): 16-22.
Kasting, J. F. 2004. When methane made climate. *Scientific American* (July): 80-85.
Lunine, J. I. 2004. Saturn at last! *Scientific American* (June): 56-63.
Nelson, R. M. 1997. Mercury: The forgotten planet. *Scientific American* (November): 56-67.
Spudis, P. D. 2003. New moon. *Scientific American* (December): 86-93.
Squyres, S. 2005. *Roving Mars: Spirit, Opportunity, and the Exploration of the Red Planet*. Hyperion.
Wetherill, G. W. 1990. Formation of the Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8: 205-256.
York, D. 1993. The earliest history of the Earth. *Scientific American* (January): 90-96.
Zorpette, G. 2000. Why go to Mars? *Scientific American* (March): 40-43.


## Capítulo 10


Bally, A. W., and A. R. Palmer (eds.). 1989. *The Geology of North America: An Overview*. Geological Society of America.
Burchfiel, B. C. 1983. The continental crust. *Scientific American* (September): 130-134,136-142.
Dalziel, I. W. D. 2005. Earth before Pangaea. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 14-21.
Geissman, J. W., and A. F. Glazner (eds.). 2000. Focus on the Himalayas. *Bulletin of the Geological Society of America* 112: 323-511.
Gurnis, M. 2005. Sculpting Earth inside out. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 56-63.
Jones, D. L., A. Cox, P. Coney, and M. Beck. 1982. The growth of western North America. *Scientific American* (November): 70-84.
Jordan, T. H. 1979. The deep structure of continents. *Scientific American* (January): 92-107.
Kearey, P., and F. J.Vine. 1990. *Global Tectonics*. Blackwell Scientific.
Molnar, P. 1997. The rise of the Tibetan Plateau: From mantle dynamics to the Indian monsoon. *Astronomy and Geophysics* 36(3): 10-15.
Murphy, J. B., and R. D. Nance. 1992. Mountain belts and the supercontinent cycle. *Scientific American* (April): 84-91.
Murphy, J. B., G. L. Oppliger, G. Brimhall, Jr., and A. J. Hynes. 1999. Mantle plumes and mountains. *American Scientist* 87 (March-April): 146-153.
Taylor, S. R., and S. L. McLennan. 2005. The evolution of continental crust. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 44^9.
Twiss, R. J., and E. M. Moores. 1992. *Structural Geology*. W. H. Freeman.


## Capítulo 11


American Academy of Microbiology. 2000. *Geobiology: Exploring the Interface Between the Biosphere and the Geosphere*. American Academy of Microbiology.
Becker, L. 2002. Repeated blows. *Scientific American* (March): 78-83.
Fredrickson, J. K., andT. C. Onstott. 1996. Microbes deep within the Earth. *Scientific American* (October): 68-73.
Gould, S. J. 1994. The evolution of life on Earth. *Scientific American* (October): 85-91.
Hallam, T. 2005. *Catastrophes and Lesser Calamities: The Causes of Mass Extinctions*. Oxford University Press.
Hazen, R. M. 2001. Life's rocky start. *Scientific American* (April): 76-85.
Kasting, J. F. 2004. When methane made climate. *Scientific American* (July): 80-85.
Kring, D. A., and D. D. Durda. 2003. The day the world burned. *Scientific American* (December): 100-105.
Madigan, M. T., and B. L. Marrs. 1997. Extremophiles. *Scientific American* (April): 82-87.
Simpson, S. 2003. Questioning the oldest signs of life. *Scientific American* (April): 70-77.
Stanley, S. M. 2005. *Earth System History*, 2nd ed. W. H. Freeman.

## Capítulo 12


American Geophysical Union. 1992. *Volcanism and Climatic Change*. AGU Special Report. American Geophysical Union.

Bruce, V. 2001. *No Apparent Danger: The True Story of Volcanic Disaster at Galeras and Nevada del Ruiz*. HarperCollins.

Decker, R. W., and B. Decker. 2006. *Volcanoes*, 4th ed. W. H. Freeman.

Dvorak, J. J., and D. Dzurisin. 1997. Volcano geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents. *Reviews of Geophysics* 35: 343-384.

Dvorak, J. J., C. Johnson, and R. I. Tilling. 1982. Dynamics of Kilauea volcano. *Scientific American* (August): 46-53.

Edmond, J. M., and K. L. Von Damm. 1992. Hydrothermal activity in the deep sea. *Oceanus* (Spring): 74-81.

Fisher, R.V., G. Heiken, and J. B. Hulen. 1997. *Volcanoes: Crucibles of Change*. Princeton University Press.

Francis, P. 1983. Giant volcanic calderas. *Scientific American* (June): 60-70.

Heiken, G. 1979. Pyroclastic flow deposits. *American Scientist* 67: 564-571.

Krakauer, J. 1996. Geologists worry about dangers of living "under the volcano." *Smithsonian* (July): 33-125.

Larson, R. L. 2005. The Mid-Cretaceous superplume episode. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 21-27.

Lauber, P. 1993. *Volcano: The Eruption and Healing of Mount St. Helens*. Aladdin.

McPhee, J. 1990. Cooling the lava. In *The Control of Nature*. Farrar, Straus & Giroux.

MELT Seismic Team. 1998. Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: The MELT experiment. *Science* 280:1215-1218.

National Research Council, 1994. *Mount Rainier: Active Cascade Volcano*. National Academy Press.

Sigurdsson, H. (ed.). 2000. *The Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.

Simkin, T., L. Siebert, and R. Blong. 2001. Volcano fatalities: Lessons from the historical record. *Science* 291: 255.

Smith, R. B., and L. J. Siegel. 2000. *Windows into the Earth*. Oxford University Press.

Tilling, R. 1.1989. Volcanic hazards and their mitigation: Progress and problems. *Reviews of Geophysics* 27: 237-269.

Vink, G. E., and W. J. Morgan. 1985. The Earth's hot spots. *Scientific American* (April): 50-57.

White, R. S., and D. P. McKenzie. 1989. Volcanism at rifts. *Scientific American* (July): 62-72.

Williams, S., and F. Montaigne. 2001. *Surviving Galeras*. Houghton Mifflin.

Winchester, S. 2003. *Krakatoa: The Day the World Exploded, August 27,1883*. HarperCollins.

Wright, T. L., and T. C. Pierson. 1992. *Living with Volcanoes*. U.S. Geological Survey Circular 1073. U.S. Government Printing Office.


## Capítulo 13


Bolt, B: A. 2006. *Earthquakes*, 4th ed. W. H. Freeman.

Clague, J. J., et al. 2000. Great Cascadia Earthquake Tricentennial. *GSA Today* (November): 14-15.

*Earthquakes and Volcanoes* (bimonthly periodical). U.S. Government Printing Office.

Federal Emergency Management Agency. 2001. HAZUS99 *Estimated Annualized Earthquake Losses for the United States*. FEMA Report 366.

Hough, S. E. 2002. *Earthquake Science: What We Know (and Don't Know) About Earthquakes*. Princeton University Press.

Kanamori, H., and E. E. Brodsky. 2001. The physics of earthquakes. *Physics Today* (June): 34-40.

Kanamori, H., E. Hauksson, and T. Heaton. 1997. Real-time seismology and earthquake hazard mitigation. *Nature* 390: 461-464.

National Research Council, Committee on the Science of Earthquakes (T. H. Jordan, chair). 2003. *Living on an Active Earth: Perspectives on Earthquake Science*. U.S. Government Printing Office.

Normile, D. 1995. Quake builds case for strong codes. *Science* 267: 444-446.

Prager, E. J. 1999. *Furious Earth: The Science and Nature of Earthquakes, Volcanoes, and Tsunamis*. McGraw-Hill.

Shedlock, K. M., D. Giardini, G. Griinthal, and P. Zhang. 2000. The GSHAP Global Seismic Hazard Map. *Seismological Research Letters* 71: 679-686.

Southern California Earthquake Center. 2004. *Putting Down Roots in Earthquake Country*, http://www.scec.org/ resources/catalog/ roots.html.

Stein, R. S. 2005. Earthquake conversations. In Scientific American, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 82-89.

Tibballs, G. 2005. *Tsunami: The Most Terrifying Disaster*. Carlton.

Yeats, R. S. 2001. *Living with Earthquakes in California*. Oregon State University Press.

Yeats, R. S., K. Sieh, and C. R. Allen. 1996. *The Geology of Earthquakes*. Oxford University Press.


## Capítulo 14


Bolt, B. A. 1993. *Earthquakes and Geological Discovery*. Scientific American Library.

Glatzmaier, G. A., and P. Olsen. 2005. Probing the geodynamo. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 28-35.

Gurnis, M. 2005. Sculpting the Earth from inside out. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 56-63.

Hager, B. H., and M. A. Richards. 1989. Long-wavelength variations in Earth's geoid: Physical models and dynamical implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, series A, 328: 309-327.

Helffrich, G. R., and B. J. Wood. 2001. The Earth's mantle. *Nature* 412: 501-507.

Jeanloz, R., and T. Lay. 2005. The core-mantle boundary. In *Scientific American*, Special Edition: *Our Ever Changing Earth*, pp. 36-43.

Kellogg, L. H. 1997. Mapping the core-mantle boundary. *Nature* 277: 646-647.

Kerr, R. A. 2001. A lively or stagnant lowermost mantle? *Science* 292: 841.

Lay, T., and T. C. Wallace. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press.

Masters, !. G., and P. M. Shearer. 1995. Seismic models of the Earth. In T. J. Ahrens (ed.), *A Handbook of Physical Constants: Global Earth Physics*, vol. 1, pp. 88-103. American Geophysical Union.

McKenzie, D. P. 1983. The Earth's mantle. *Scientific American* (September): 66-78.

Olson, P., P. G. Silver, and R. W. Carlson. 1990. The large-scale structure of convection of the Earth's mantle. *Nature* 344: 209-215.

Stein, S., and M. Wysession. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell.

Wysession, M. 1995. The inner workings of the Earth. *American Scientist* 83:134-146.


## Capítulo 15


Alley, R. B. 2004. *The Two-Mile Time Machine: Ice Cores, Abrupt Climate Change, and Our Future*. Princeton University Press.

American Geophysical Union. 1999. Climate change and greenhouse gases. EOS 80: 453-458.

Berner, R. A., and A. C. Lasaga. 1989. Modeling the geochemical carbon cycle. *Scientific American* (March): 74-81.
Bonnet, S., and A. Crave. 2003. Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climactic uplift of topography. *Geology* 31:123-126.
Cox, J. D. 2005. *Climate Crash: Abrupt Climate Change and What It Means for Our Future*. National Academies Press, Joseph Henry Press.
Graedel,T. E., and P. J. Crutzen. 1993. *Atmospheric Change: An Earth System Perspective*. W. H. Freeman.
Intergovernmental Panel on Climate Change. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press.
Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.
National Academy of Sciences. 1992. *Policy Implications of Greenhouse Warming*. National Academy Press.
National Research Council. 2001. *Climate Change Science: An Analysis of Some Key Questions*. National Academy Press.
Ruddiman, W. F. 2001. *Earth's Climate: Past and Future*. W. H. Freeman.
Webster, P. J., and }. A. Curry. 1998. The oceans and weather. In *Scientific American*, Special Edition: *The Oceans: The Ultimate Voyage Through Our Watery Home*, pp. 38-43.

## Capítulo 16

Birkeland, P. 1999. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press.
Bloom, A. L. 2004. *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*, 3rd ed. Waveland Press.
Brevik, C. 2002. Problems and suggestions related to soil classification as presented in introduction to physical geology textbooks. *Journal of Geoscience Education* 50: 541.
Chapman, D. 1995. *Natural Hazards*. Oxford University Press.
Colman, S. M., and D. P. Dethier. 1986. *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press.
Cooke, R. U, R. J. Inkpen, and G. F. S. Wiggs. 1995. Using gravestones to assess changing rates of weathering in the United Kingdom. *Earth Surface Processes and Landforms* 20: 531-546.
Lee, E. M. 2005. *Landslide Risk Assessment*. Thomas Telford.
Miller, R. W., and D. T. Gardiner. 2001. *Soils in Our Environment*, 9th ed. Prentice Hall.
Nahon, D. B. 1991. *Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering*. Wiley.
Retallack, G. J. 1990. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Blackwell Scientific.
Singer, M. J., and D. N. Munns. 2002. *Soils: An Introduction*, 5th ed. Prentice Hall.
Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. U.S. Government Printing Office.
Tyler, M. B. 1995. *Look Before You Build: Geologic Studies for Safer Land Development in the San Francisco Bay Area*. U.S. Geological Survey Circular 1130. U.S. Geological Survey.

## Capítulo 17

de Villiers, M. 2001. *Water: The Fate of Our Most Precious Resource*. Mariner Books.
Dolan, R., and H. G. Goodell. 1986. Sinking cities. *American Scientist* 74: 38-47.
Gleick, P. H. 2005. *World's Water, 2004-2005: The Biennial Report on Freshwater Resources (World's Water)*. Island Press.
Gunn, J. 2004. *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn.
National Research Council. 1993. *Solid-Earth Sciences and Society*. National Academy Press.
Schwartz, F. W., and H. Zhang. 2002. *Fundamentals of Ground Water*. Wiley.
Todd, D. W., and L. W. Mays. 2004. *Groundwater Hydrology*, 3rd ed. Wiley.
U.S. Geological Survey. 1990. *Hydrologic Events and Water Supply and Use*. National Water Summary 1987. USGS Water- Supply Paper 2350. U.S. Geological Survey.

## Capítulo 18

Leopold, L. B. 2003. *A View of the River*. Harvard University Press.
Leopold, L. B., M. G. Wolman, and J. P. Miller. 1995. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Dover.
McPhee, J. 1989. Atchafalaya. In *The Control of Nature*. Farrar, Straus & Giroux.
National Research Council. 1995. *Flood Risk Management and the American River Basin: An Evaluation*. National Academy Press.
Schumm, S. A. 2003. *The Fluvial System*. Blackburn Press.
Shelby, A. 2004. *Red River Rising: The Anatomy of a Flood and the Survival of an American City*. Borealis Books.

## Capítulo 19

Bagnold, R. A. 2005. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Dover.
Cooke, R. U., A. Warren, and A. Goudie. 1993. *Desert Geomorphology*. UCL Press.
Geist, H. 2005. *The Causes and Progression of Desertification*. Ashgate.
Goudie, A. S., I. Livingstone, and S. Stokes. 2000. *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. Wiley.
Pye, K. 1989. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press.
Reisner, M. 1993. *Cadillac Desert: The American West and Its Disappearing Water*. Penguin.
Stallings, F. L. 2001. *Black Sunday: The Great Dust Storm of April U, 1935*. Eakin Press.
Winger, C., and D. Winger. 2003. *The Essential Guide to Great Sand Dunes National Park and Preserve*. Colorado Mountain Club Press.

## Capítulo 20

Cone, J. 1991. *Fire Under the Sea*. William Morrow.
Davis, R. A. 1994. *The Evolving Coast*. W. H. Freeman.
Dolan, R., and H. Lins. 1987. Beaches and barrier islands. *Scientific American* (July): 146.
Editors of Time Magazine. 2005. *Hurricane Katrina: The Storm That Changed America*. Time Inc.
Erikson, J. 2003. *Marine Geology: Exploring the New Frontiers of the Ocean*. Checkmark Books.
Fischetti, M. 2001. Drowning New Orleans. *Scientific American* (October): 78-85.
Hardisty, J. 1990. *Beaches: Form and Process*. HarperCollins Academic.
Komar, P. 1998. *The Pacific Northwest Coast*. Duke University Press.
Menard, H. W. 1986. *The Ocean of Truth: A Personal History of Global Tectonics*. Princeton University Press.
Moore, R. 2004. *Faces from the Flood: Hurricane Floyd Remembered*. University of North Carolina Press.
National Research Council. 2000. *Clean Ocean Coastal Waters*. National Academy Press.
National Science Foundation. 2001. *Ocean Sciences at the New Millennium*. http://www.joss.ucar.edu/joss_psg/publications/decadal/Decadal.low.pdf.
Psuty, N. P., and D. D. Ofiara. 2002. *Coastal Hazard Management: Lessons and Future Directions from New Jersey*. Rutgers University Press.

Schlee, J. S., H. A. Karl, and M. E. Torresan. 1995. *Imaging the Sea Floor*. U.S. Geological Survey Bulletin 2079.
U.S. Army Corps of Engineers. 2004. *Coastal Geology*. University Press of the Pacific.

## Capítulo 21

Alley R. B. 2004. *The Two-Mile Time Machine: Ice Cores, Abrupt Climate Change, and Our Future*. Princeton University Press.
Bindshadler, R. A., and C. R. Bentley. 2002. On thin ice. *Scientific American* (December): 98-105.
Broecker, W. S., and G. H. Denton. 1990. What drives glacial cycles? *Scientific American* (January): 48-56.
Covey, C. 1984. The Earth's orbit and the ice ages. *Scientific American* (February): 58.
Denton, G. H., andT. J. Hughes. 1981. *The Last Great Ice Sheets*. Wiley.
Hambrey, M. J., and J. Alean. 1992. *Glaciers*. Cambridge University Press.
Hoffman, P., and D. Schrag. 2000. Snowball Earth. *Scientific American* (January): 68-75.
Imbrie, J., and K. P. Imbrie. 1979. *Ice Ages: Solving the Mystery*. Enslow Press.
Menzies,J. (ed.). 1995. *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann.
Sharp, R. P. 1988. *Living Ice: Understanding Glaciers and Glaciation*. Cambridge University Press.
Sturm, M., D. K. Perovich, and M. C. Serreze. 2004. Meltdown in the north. *Scientific American* (March): 60-67.

## Capítulo 22

Allen, P. 2005. Striking a chord. Nature 434: 961.
Bloom, A. L. 2004. *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*, 3rd ed. Waveland Press.
Burbank, D. W., and R. S. Anderson. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell.
Goudie, A. 1995. *The Changing Earth: Rates of Geomorphological Processes*. Blackwell.
Merritts, D., and M. Ellis. 1994. Introduction to special section on tectonics and topography. *Journal of Geophysical Research* 99: 12135-12141.
Pinter, N., and M. T. Brandon. 1997. How erosion builds mountains. *Scientific American* (April): 74-79.
Pratson, L. R, and W. F. Haxby. 1997. Panoramas of the seafloor. *Scientific American* (June): 83-87.
Strain, P., and F. Engle. 1992. *Looking at Earth*. Turner Publishing.
Sullivan, W. 1984. *Landprints: On the Magnificent American Landscape*. Times Books.
Summerfield, M. A. 1991. *Global Geomorphology*. Longman.

## Capítulo 23

Allenby, B. R. 2005. *Reconstructing Earth: Technology and Environment in the Age of Humans*. Island Press.
Alley, R. B. 2004. Abrupt climate change. *Scientific American* (November): 62-69.
Baldwin, S. F. 2002. Renewable energy: Progress and prospects. *Physics Today* (April): 62-68.
Boyle, G., B. Everett, and J. Ramage. 2003. *Energy Systems and Sustainability*. Oxford University Press.
Brundtland Commission. 1987. *Our Common Future*. Oxford University Press.
Campbell, C. J., and J. H. Laherrere. 1998. The end of cheap oil. *Scientific American* (March): 78-84.
Costanza, R., et al. 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature* 387: 253-260.
Cox, J. D. 2005. *Climate Crash: Abrupt Climate Change and What It Means for Our future*. National Academies Press, Joseph Henry Press.
Deffeyes, K. S. 2003. *Hubbert's Peak: The Impending World Oil Shortage*. Princeton University Press.
Diamond, J. 2005. *Collapse: How Societies Choose to Fail or Succeed*. Viking.
Ehlers, E., andT. Krafft. 2005. *Earth System Science in the Anthropocene: Emerging Issues and Problems*. Springer.
Energy Information Administration. 2008. *Annual Energy Review*. U.S. Department of Energy.
Hansen, J. 2003. Defusing the global warming time bomb. *Scientific American* (March): 69-77.
Houghton, J. T. 2004. *Global Warming: The Complete Briefing*, 3rd ed. Cambridge University Press.
Intergovernmental Panel on Climate Change. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press.
Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.
Lovins, A. B. 2005. More profit with less carbon. *Scientific American* (September): 74-83.
National Research Council. 2009. *America's Energy Future: Technology and Transformation*. National Academies Press.
Pacala, S., and R. Socolow. 2004. Stabilization wedges: Solving the climate problem for the next 50 years with current technologies, *Science* 305: 968-972.
*Physics Today*. 2002. Special Issue: The Energy Challenge (April).
Ruddiman, W. F. 2005. How Did Humans First Alter Global Climate? *Scientific American* (March): 46-53.
Socolow, R. H. 2005. Can we bury global warming? *Scientific American* (July): 49-55.
Sorenson, B. 2004. *Renewable Energy*, 3rd ed. Academic Press.
Victor, D. G. 2004. *Climate Change: Debating America's Policy Options*. Council on Foreign Relations Press.
Wilson, E. O. 2002. *The Future of Life*. Knopf.

# ÍNDICE

Números em *itálico* indicam ilustrações, em **negrito** indicam termos que estão no Glossário e *q* indica quadros.


Abalos precursores, *356*, **356**
Abalos secundários, *356*, **356**
Ablação, **602**
  e balanço de massa glacial, 602-603, 603
Abrasão, 124-126, *125-126*, **512, 514**, 637
  de seixos e calhaus, 139
  e marmitas, 512, 514, *515*
Abrasão pela areia, **542-543**, *542-543*
Abundâncias
  de elementos, 13, 65, 81-82
  de isótopos, 59-60
Acamamento, **77**, 131-133
Acidificação oceânica, *427-428*, **427-428**, 677-678
Ácido carbônico, *444*, 445
Ácido clorídrico e o teste ácido, 69, *69*
Ácido nítrico e chuva ácida, 442-443
Acidófilos, 292-293, 293*q*, 296
Açores, Ilhas dos, ponto quente da pluma mantélica sob, *584-585*, *587*, 585, 587
Acreção, **265-266**, 268, *265*-266, 269
  na Cordilheira da América do Norte, 265-266
Acumulação, **602**
  e balanço de massa glacial, 602-603, *603*
Acunhamento do gelo, **448**
Adelaide, rio, *504-505*
Adelman, Morris, 662-663
Adição magmática, **264-**266, *265-266*
Aerossóis, 332-333
Afloramentos, *176*, 177-178
  extraterrestres, *246-247*
África, Placa da, 29, *30-31*
  e cinturão Alpino-Himalaiano, 267, 270, *267*, *270*
Agassiz, Louis, 603-604, 617-619
Agência Federal de Administração de Emergências e mapas de riscos sísmicos, 373-374
Agricultura
  desenvolvimento da, 426-427, 509-510
  e desertificação, 551-552
  e desmatamento, 678-679
  e o ciclo do carbono, *430*
  e o ciclo hidrológico, 478-479
  e planícies de inundação, 509-510
  e solos, 450-453
Água. *Ver também* Geleiras; Água subterrânea; Ciclo hidrológico; Gelo; Oceanos
  como composto químico, 60-61
  como gás de efeito estufa, 15, 412-413, 416-417
  como insumo para a vida, 288, 310-312
  distribuição de, *476*
  doce, 478-479
  e equilíbrio do sistema do clima, 418-419
  e fusão de rochas, 99-100*q*, 100-102, 112-115, *114-115*
  e metamorfismo, 154-155, 156-158
  e movimento de geleiras, 603-604
  e movimentos de massa, 453-454, 453-454*q*, 455-457, *455-456*, 465-466, 468-469
  e solos, 450
  e vulcanismo, 330-333
  extraterrestre, 231, 241, 246-248, 294-295, 310-313
  meteórica, **483**
Água ácida
  e intemperismo, 442-443
  extraterrestre, 294-295
  sulfetos e, 294-295
Água do mar. *Ver* Oceanos
Água dura, 497-498
Água potável, **497-498**
Água subterrânea, **476**, 483-496
  crustal profunda, *497-499*, 497-501
  e arenitos, 138
  e depósitos de minério, 85-87
  e mudança do nível do mar, 490-491
  e veios hidrotermais, 108-111
  em desertos, 552-554
  erosão por, 492--496, *494-495*
  esgotamento de, 489, 492-494
  gosto da, 497-499
  hidrologia da, 483-493
  qualidade da, 494-499, *497-499*
  recursos da, 490-493, *492-494*
  taxas de fluxo para, *490-491*, 490-493
  volume de fluxo para, 491
Águas hidrotermais, 497-501, *498-501*
Agulha ou pilar rochoso, *563*, 578-579
Alabastro. *Ver* Gipsita
Albedo, *416-417*, **416-417**
  e equilíbrio do sistema do clima, 418-419
  e glaciações, 421-424, 620-621
Albita
  em rochas metamórficas, *164-165*
  estabilidade da, 447*q*
  ponto de fusão da, 101-102
Alexandria (Egito), 8
Algas. *Ver também* Micróbios
  como sedimentos orgânicos, 147-148, 590-591
  e atóis, 142-144
  e intemperismo, 447
  e *red beds*, 302-303, *302-303*
  evolução de, 303-304
Alimento, 287-288
  e micróbios, 290-291
Allenby, Braden, 658-659
Almofadas de basalto em ofiólitos, *112-114*
Altiplano, 634-635
Alto-mar, 573-575
Altura de ondas, 564, *564*
Aluviões, 87-88
Ambientes aluviais, 127-128, *129*
Ambientes carbonáticos, 130*q*, 130-131
Ambientes de corais orgânicos, *129*, 130
Ambientes de praia, *129*, 130
  arenitos de, *140-141*
Ambientes de sedimentação, **127-**131
Ambientes de sedimentação siliciclásticos, 130-131
Ambientes desérticos, 127-130, *129*, 549-556
  e cinturões eólicos, 539, 547-549, *549-551*
  localizações de, 547-552, *549-551*
Ambientes evaporíticos, 130*q*, 130-131
  marinhos, 143-148, *144-146*
  não marinhos, 147-148
Ambientes glaciais, *129*, 130
Ambientes marinhos, *129*, 130, 130*q*
Ambientes sedimentares químicos e biológicos, 130-131, 130*q*
Ambientes silicosos, 130*q*, 130-131
América do Norte, *254-255*
  estrutura da, 256-261
  formas de relevo na, 633, *634-635*
América do Norte, Placa da, 29, *30-31*, 36-37
América do Sul, Placa da, *31*
Ametista, *56-57*
Aminoácidos
  e origem da vida, 300-301
  e vida extraterrestre, 310-311
Amonoides, *200-201*
Anaeróbios, 293*q*, 294-295
Anatólia, Placa da, 32
Ancestral universal, 292, *292*, 299-301
Andaluzita em rochas metamórficas, 154-155
Andesito, 99-100
  composição do, *98*
  extraterrestre, 241
Anéis de árvores
  como substitutos climáticos, 433-435
  e dendrocronologia, 647-648*q*
Anfibólios, *65*, 67
  clivagem em, 71, *71*
  e cristalização fracionada, *102-103*
  em rochas ígneas, 76, 77*q*, 97-98*q*, *98*
  em rochas metamórficas, 79, 160-162, *164-165*
  estabilidade dos, 447*q*
Anfibolitos, 113-115, **162-163**, 162-163*q*
  e grau metamórfico, *164-165*
  e milonitos, 189-190
  em zonas de subducção, 113-115
Ângulo de repouso, 325, **453-**455
Anidrita
  como evaporito marinho, 141-142*q*, 143-145
  como sulfato, 65, 65*q*, 69
  dobras na, *183-186*
Animais
  e campos magnéticos, 407-408
  evolução dos, 215, 216, 304-308, *305-307*
  preservados em geleiras, 602
Ânions, **60-62**
Anomalias magnéticas, **36-39**, *38*
  mensuração, 584-585, 587
Antártico, Oceano, ambientes carbonáticos no, 130-131

Antártida
  desertos na, 549-551
  geleira continental da, 600, *600*
  movimento de geleiras na, 606-610, *607*
  testemunhos de gelo da, 421-422, *421-422*, 422-423, *422-423*
Antepraias, 573-575, *573-575*
Anticlinais, *183-186*, **183-186**, *184-187*
  e formas de relevo, 640-641, *640-641*
Anticontinentes, 393
Antracito, 665, *665*
Apalaches
  cinturões de dobras e cavalgamento nos, 192-193, *256*, 258-259, *258-259*
  como limite convergente, 36-37
  como limite paleocontinental, 45, 48
  depósitos de minério nos, 85-87
  formação dos, 273, *273*
  formas de relevo nos, 640-641, *640-641*
  relevo nos, 633
Apatita
  e escala de dureza de Mohs, 70*q*
  e micróbios, 296
  em rochas sedimentares, 141-142*q*
Aquecimento do século XX, *433-435*, **433-435**, 673, *673*
Aquecimento global, 218, 673-679
  consequências do, 674-679
  e acidificação oceânica, 677-678
  e biodiversidade, 677-679
  e calotas de gelo, *414-415*
  e criosfera, 676, *676*
  e depósitos de metano, 309-310
  e extinções em massa, 308-310
  e marés de tempestade, 676
  e migração de espécies e ecossistema, 676-677
  e mudança climática, 677
  e mudanças do nível do mar, 411, 580-582, 676, *677*
  e níveis do mar, 676
  e plataformas de gelo, 608-610, *608-610*
  e política pública, 419-420, 673-679
  e respiração, 289-290
  induzido por humanos, 411, 431-432, *433-435*
  padrões meteorológicos e, 674-675
  previsões de, 674
Aquicludes, **486**, *487*
Aquíferos, **486**-488
  condutividade hidráulica dos, 491
  e água potável, 497-499
  porosidade e permeabilidade dos, 483-485, *484*, 485*q*, 490-491, 491, *497-499*
Aquíferos confinados, 486, *487*
Aquíferos não confinados, 486
Arábia, Placa da, *30*
  e cinturão Alpino-Himalaiano, 267, 270, *267, 270*
Arábia Saudita, dunas na, *543-545*, 545-547
Aragonita
  em sedimentos bioclásticos, 122-123, 141-142*q*, 141-142, 146
  lustro da, 72-73
  precipitação da, 498-501
Arcos de ilha, **35-36**
  e crescimento continental, 265-266, *265-266*
Arcózios, **139**, *140-141*
Ardósia, **159-161**, *159-161*, 162-163*q*
  intemperismo da, 440-441, *441*
Área de recarga, 487
Área de superfície e intemperismo, 440, 442-443, *442-443*
Área voçorocada, *637*, **637**
Areia, **138**, 138*q*
  carregada pelo vento, 540-543, *542-543*
  e diagênese, *135*
  e dispersão de massa, 453-456
  em deltas, 519-520
  em geleiras, 611-613
  porosidade e permeabilidade da, 485*q*
Areias betuminosas, **666-667**
Areias Brancas, Monumento Nacional das, 542-543
Arenal, Vulcão, *322-323*
Arenito, *119, 136, 138*, **138**, 138*q*, *139-141*
  como rocha sedimentar, 75-77
  e água subterrânea, *484*
  e diagênese, *135*
  estabilidade da encosta do, 456-457
  metamorfismo do, 160-162, 162-163*q*
  porosidade e permeabilidade do, 485*q*
  reservatórios de petróleo e gás natural no, 660
Arenito Coconino, 208, *209*
Arenitos líticos, **139**, *140-141*
*Arêtes*, 610-611, *611-612, 634-635*
Argilas, 138*q*, **140-141**
  e dispersão de massa, 455-456
  em deltas, *519-520*
  em geleiras, 611-613
Argilito, 138*q*, **140-141**, 162-163*q*
Argilominerais
  em rochas sedimentares, 77*q*, 78
  estabilidade dos, 447*q*
Argônio
  atmosférico, 412-413
  e datação isotópica, 211-212*q*
Armadilhas anticlinais, 184-188, 660, *660*
Armadilhas de falha, 660, *660*
Armadilhas estratigráficas, *660*, 661
Armadilhas estruturais, 660, *660*
Arqueano, Éon, 215, *215*, 255
  depósitos de minério do, 257
  e Bombardeio Pesado Tardio, 234
  e origem de crátons, 276-278-277-279
  fósseis do, *301-302*
  glaciações durante, 620-621
Arqueias, 292, *292*
Arroios. *Ver* Vales
Ártico, Oceano, e aquecimento global, 676, *676*
Árvore universal da vida, 292, 292
Asama, Vulcão, *323-324*
Asbestos
  hábito cristalino dos, 72-74, *74*
  toxicidade dos, 74
Assoalho oceânico profundo, topografia do, 583-590
Assuão (Egito), 8
Astenosfera, *14*, **16**
  e metamorfismo, *157-158*
  e quilhas cratônicas, 278-280
  e zona de baixa velocidade, 392
  formação de magma a partir da, 318-319
Asteroides, *226-227*, **226-227**
  como meteoritos, 158-160, 238, 239*q*
  e extinções em massa, 307-309
Astrobiologia, 310-313
Astrobiólogos, **310-311**
Atchafalaya, rio, *519-520*
Atividade hidrotermal, *330-332*, **330-**333
Atividade humana. *Ver também* Geologia ambiental
  e biodiversidade, 677-679
  e desertificação, 551-552
  e extinções em massa, 678-679
  e movimentos de massa, 452-454, 467-470
  e mudança global, 672-679
  e o ciclo do carbono, *430*, 431-432
  e o ciclo hidrológico, 480, 492-494
  e o meio ambiente, 653-683
  e perfis longitudinais, 528-530
  e poluição da água, 494-499, *497-499*
  e sistema do clima, 415-416, 677-678
  e vulcanismo, 338-345
Atlântico, Oceano
  abertura do, 45, 48
  perfil do, 584-587, *585, 587*
Atlântida, Mito de, 338-339
Atlas, Montanhas, formação das, *267, 270*
Atmosfera, *14*. *Ver também* Ventos
  composição da, 412-413
  e metamorfismo, 154-155
  e sistema do clima, *412-413*, 412-414
  e troca de gases ar-oceano, 430, *430*
  e vulcanismo, 332-333
  estrutura da, *412-413*, 412-414
  evolução da, 18, 215, 216, 218, 302-304
  extraterrestre, 248-249
  formação da, 229-230, *230*, 330-332
  primordial, 300-301
Atóis, *142-144*, 142-145, *143-145*
Átomos, 59-60, *59-60*
Austrália, Grande Deserto da, precipitação no, 547-549
Austrália, Placa da, *30-31*
Autótrofos, **288**, 288*q*
Avalanchas de detritos, *460*, *465-466*, 465-467
Avalanchas de rochas, *460*, 461-463, *461-463*

Bacia de Michigan, 186-188, *186-188*
  como bacia sedimentar, 186-188, 257-259
  e epirogenia, 276-278
Bacia Mesopotâmica como bacia flexural, 127-128
Bacias, *186-188*, **186-188**
Bacias de antepaís, *581-582*, 581-583
Bacias de subsidência térmica, *126-127*, **127-128**, 186-188
Bacias flexurais, **127-128**, 186-188
Bacias hidrográficas, *510-511*, **510-**512, *511-512*
Bacias oceânicas, 583-591
  deposição em, 588-591
  e margens continentais, 581-584
  isostasia e, 390-392
  perfis de, 584-585, 587-589, *585, 587-589*
  *vs*. continentes, 562
Bacias rifte, *126-127*, **126-**128, 186-188

Bacias sedimentares, 120, *126-127*, **126-**128, 186-188
  recursos de petróleo e gás em, 658-659
Bactérias. *Ver também* Micróbios
  como sedimentos orgânicos, 147-148
  e engenharia do sistema Terra, 680
  e fosforito, 147-148
  e intemperismo, 445, 447
  e oxigênio atmosférico, 302-304
  e poluição da água, 496-497
  evolução das, 18, 292, *292*
  magnetita nas, *295*, 407-408
Badlands, Parque Nacional, *637*
*Baguios*, 568-569. *Ver também* Furacões
Bahamas, como plataforma carbonática, *141-143*, 141-142, 146
Baikal, Lago, 531-532
Baixa Califórnia, tectônica de placas e, 43-45
Balanços de areia, 573-575, *575-576*
Balanços de massa glacial, 602-603, *602-603*
Báltica, 267-269, 272, *273*
Bancos de areia, 521-522
Bandamento, *159-161*
Barcana, 545-547, *546-548*
Barras de pontal, **506-507**, *507-508*
Barreiras de contenção, *576-577*
Basaltos, **99-100**
  como rocha ígnea, 75, 76, *76*
  composição dos, *98*
  de Deccan, 99-100, 310-311
  de platô. *Ver* Derrames basálticos
  e cristalização fracionada, 102-103, *103-104*
  e diferenciação magmática, 102-104
  granito dos, 105-106
  metamorfismo dos, 162-163, 162-163*q*, *164-165*
  origem dos, 332-333
  textura dos, 94, *94*, *96-97*
Basaltos da Calçada dos Gigantes, 99-100, *112-114*
Basaltos do Planalto Colúmbia, 329-331, *329-331*
  como grande província ígnea, 336-337, *336-337*
  e pontos quentes da pluma mantélica, 114-115, 333-335
Basaltos do rio Colúmbia, 99-100
Basaltos siberianos, 99-100
  como grande província ígnea, *337-338*, 337-339
  e extinções em massa, 309-311
Batólitos, *106-108*, **106-108**
  e orogenia, 267, 270
*Beagle* [navio], 142-144, 202-203
Becquerel, Cratera, *245-246*
Becquerel, Henri, 210-211
Berílio e datação isotópica, 647-648*q*, 648
Berilo
  clivagem no, 71
  como gema, 72-74
Betume natural, 666-667
Big Bang [biológico], 18. *Ver também* Explosão cambriana
Big Bang [universal], 224
Biocombustíveis, **669**-670
Biodiversidade
  de micróbios, 290-292, *292*
  e aquecimento global, 677-679
  e atividade humana, 677-679
  e extinções em massa, *305-306*
  redução da, 483
Biomassa, 654-655
  como combustível, 669-670
Biomineralização, 294-296, *296-298*, 498-501
Biosfera, **286**-290, *415-416*
  e campos magnéticos, 407-408
  e ciclos geoquímicos, 429
  e sistema do clima, 415-416, *415-416*
Biotita, *65*
  como mineral-índice, 163-164, *164-167*
  e cristalização fracionada, *102-103*
  em granitos, 75
  em rochas ígneas, 97-98*q*, 98
  em rochas metamórficas, 160-162
  estabilidade da, 447*q*
  intemperismo da, *441-442*
Bioturbação, **132-133**
Black Hills como domo, 186-188
Bombardeio Pesado, 215, *233*, **233**, 238, 245-246, 276-278
Bombardeio Pesado Tardio, 233, *233*, 238, 245-246
Bombas vulcânicas, *96-97*, **96-97**, 323-324, *323-324*
Bora Bora, Atol de, *142-144*
Boratos, precipitação de, 130-131, 147-148
Bórax, 553-554
Bowen, série de reações de, 102-103, *102-103*
Bowknot, Meandro de, *200*
Brahmaputra, rio, 482*q*
Brecha
  de falha, 189-190, *189-190*
  vulcânica, *323-324*, **323-324**
Brucita como hidróxido, 65*q*
Bryce, Cânion, estratigrafia do, 183-186, 208, *209*
Btu. *Ver* Unidades térmicas britânicas (Btu)
Bushveldt, Complexo de, *85-87*
Bússolas, 398, 400
Byron, Lord, 332-333

Cabo Cod
  ilhas-barreira em, 578-580, *580*
  salinidade da água subterrânea em, 490-491
Cadeia Azul, Província, 258-259, *259*, 270, 272
Cadeias assísmicas, 333-335
Calcário, 67, *141-142*, **141-**143, 141-142*q*
  como rocha sedimentar, 77
  erosão da água subterrânea do, 485, *494-495*, 494-496
  estabilidade da encosta do, 456-457
  intemperismo do, 440-441, *441*
  metamorfismo do, 162-163, 162-163*q*
  reservatórios de petróleo e gás natural no, 660
Calcário Kaibab, 208, *209*
Calcário Muav, 208, *209*
Calcário Redwall, 208, *209*
Calcário Toroweap, 208, *209*
Calcedônia, 141-142*q*
Cálcio, tempo de residência do, 429
Calcita, *58*
  clivagem em, 71, *71*
  como carbonato, 65, 65*q*, *67*
  e escala de dureza de Mohs, 70*q*
  e profundidade de compensação carbonática, 590-591, *590-591*
  em rochas metamórficas, 79
  em rochas sedimentares, 77, 77*q*, 78, 141-142*q*
  em sedimentos bioclásticos, 122-123
  estabilidade da, 447*q*
  precipitação da, 125-126, 498-501
  teste ácido para, 69, *69*
Calcocita, como minério, *84-86*
Calcopirita, como minério, 84-86, *84-86*
Caldeira de Long Valley, 328, 341, 344
Caldeira de Valles, 328
Caldeira do Lago da Cratera, *326*, 327, *327*
Caldeiras, *326*, *327*, **327**-328
  colapsos de, 340-341, 344
Caldeiras ressurgentes, 327
Calhaus, 138, 138*q*
  abrasão de, 139
Califórnia, Golfo da, como limite divergente, 34-35, *35-36*
Calor externo. *Ver* Energia solar
Calor interno, 394-398, 400. *Ver também* Transporte de calor
  e equilíbrio da radiação, 416-417, *416-417*
  e paisagens, 639, 641-643
  e vulcões, 318
Calor original e motor térmico interno da Terra, 14, *14*
Calotas de gelo, 414-415, 600
  e aquecimento global, 674
Camadas basais, *519-520*, **519-520**
Camadas de carvão, *665*
Camadas de topo, *519-520*, **519-520**
Camadas frontais, *519-520*, **519-520**
Câmaras magmáticas, **101-102**
Cambriano, Período, *210*, 210-211, 215
Campbell, Colin, 662-663
Campos de gravidade
  e forma da Terra, 400-401, *400-401*
  e mapeamento do assoalho oceânico, 584-585, 587
Campos magnéticos, **16**-17, *17*
  complexidade dos, 401-405, *403*
  e a biosfera, 407-408
  e calor interno, 393
  e convecção do núcleo, 395-396
  extraterrestres, 17
  não dipolares, 401-402, *402-404*
  variação secular nos, 401-402
Canadá. *Ver* América do Norte
Canais, 506-507
  erosão de, 512, 514-515
  padrões de, *506-507*, 506-509, *506-509*
Canalização, 506-508
Cânion Marble, estratigrafia do, *200*
Cânions. *Ver também* Vales; *cânions específicos*
  extraterrestres, *237*, 237-238, 246-247
  submarinos, 581-584, *583-584*, 584-585, 587

Capacidade [de reservatórios], 426-427
Capacidade [fluvial], **516-517**
  de geleiras, 611-613
Carboidratos, 288, 289
  e fotossíntese, *289*
  e respiração, 289
Carbonato de cálcio. *Ver* Calcita
Carbonatos, **65**, 65*q*, 67, *67*
  e escala de dureza de Mohs, 70
  intemperismo dos, 430-431
  origem biológica dos, 122-123, 296
  precipitação microbiana dos, *295*
Carbonífero, Período, 205-206, *210*
  glaciações durante o, 620-621
Carbono. *Ver também* Diamante; Grafite
  átomos de, *59-60*
  como insumo para a vida, 288
  e datação isotópica, 211-212*q*, 214, 618-619
  isótopos de, 59-60
  orgânico *vs*. inorgânico, 58-60
  polimorfos do, 64, 64
Cargas de fundo, *516-517*, **516-517**
Cargas suspensas, *516-517*, **516-517**
Caribe, Placa do, *31*
Carvão, **147-148**, 663-667
  como fonte de energia, 656-657
  como não mineral, 58
  como rocha, 75, 141-142*q*
  e chuva ácida, 666
  e ciclo do carbono, 288
  e diagênese, *135*
  e meio ambiente, *665*, 665-666
  formação do, 655-656, 663-665, *665*
  na economia dos combustíveis fósseis, 656-657, 658
  recursos de, 120, 665, *666*
  reservas de, 655-657
Carvão betuminoso, 665, *665*
Carvão sub-betuminoso, 665, *665*
Cascade, Cadeia, 260
  como limite convergente, 36-37
  e adição magmática, 265-266
  magmas sob, 333-335
  sombra pluvial da, 478-479
Cascalho, **138**, 138*q*
  e diagênese, *135*
  porosidade e permeabilidade do, 485*q*
Casita, Vulcão, 452-453
Castelos de areia, 455, *455-456*
Cataratas do Iguaçu, *515*
Cátions, **60-62**
Cáucaso, Montanhas, formação das, 267, 270, *267, 270*
Caulinita, 67, **442-443**
Cavendish, Henry, 10
Caverna Mammoth, 492-493
Cavernas, 485, 492-495, *494-495*
Cavernas Carlsbad, 492-493, *494-495*
Cenozoica, Era, 205-206, *210*, 214, 215
Centros de expansão, **34-35**. *Ver também* Dorsais mesoceânicas
  como fábricas de magma, 109-114, *113-115*
  como geossistemas magmáticos, 332-333, *333-334*
  vulcanismo nos, 332-335
Cerâmica, 442-443
Ceres [asteroide], 226-227
Cerro Negro, Vulcão, *326*
*Challenger* [navio], 561
Chaminés kimberlíticas, 158-159, 329-330
  e quilhas cratônicas, 280-281, *281-282*
Channeled Scablands, 614-616, *614-616*
Chernobyl, Acidente de, 668
China, terremoto na, *350-351*
Chumbo
  depósitos de, 85-87, 156-157
  e datação isotópica, 211-212*q*, 214
  e poluição da água, 494-496
  minérios de, 74, *74*
Chuva ácida, 442-443
  e carvão, 666
  e extinções em massa, 309-310
  e meteoritos, 308-309
Cianita, em rochas metamórficas, 77*q*, 79, 154-155, *164-165*
Cianobactérias, **289**, *292*, 296, 302-303
Ciclo das rochas, **79**-82, *80*
  e rochas sedimentares, *120-121*, 120-122
Ciclo do cálcio, *428*, 429
Ciclo do carbono, 288, **426-**432, *430*
  e a biosfera, 415-416
  e atividade humana, *430*, 431-432
  e metano, 309-310
  e produção de energia, 658-659
  perturbações humanas no, *430*, 658-659
Ciclo do enxofre, 296, *297-298*
Ciclo do fósforo, 289-290, *290-291*
  e micróbios, 296
Ciclo glacial, **420-421**
Ciclo hidrológico, *476-477*, **476-**479
  e água da crosta profunda, 497-501
  e água subterrânea, 483-496
  e atividade humana, 480, 492-494
  e escoamento superficial, 481-483
  e fluxos e reservatórios, 476-477
  e qualidade da água, 494-499
  e recursos hídricos, 490-494
Ciclones, 568-569. *Ver também* Furacões
Ciclos biogeoquímicos, **289-290**, *290-291*, 429
Ciclos de Milankovitch, **422-**425, *423-424*
Ciclos de Wilson, **274-**276, *275-276*, 278-280
Ciclos geoquímicos, **426-**429, *427-429*
Cimentação, 77, *135*, **136**, 136
Cinábrio, como minério, 84-85, *84-85*
Cinturão Alpino-Himalaiano, 267, 270, *271*
Cinturões de cavalgamento, 191-192, *191-192*, 267, 270, *271*
Cinturões de dobras e cavalgamento, 191-192-192-193
Cinturões eólicos, *538*, 538-539
Cinza vulcânica, **81-82**, *96-97*, **96-97**, 323-324
  carregada pelo vento, 540-541
Circos, **610-611**, *611-612*
Circulação termo-halina, *413-414*, **414-415**
  bloqueio da, 677
Civilização
  como geossistema global, 654-659
  desenvolvimento da, 508-510, 654-655
Clark, William, 505, 506, 511-512
Clima, **15**, 412*q*
  definição de, 412
  e a grande reconstrução, 45, 48
  e ciclo das rochas, 79-82
  e intemperismo, 441-442
  e perfis longitudinais, 529-530
  e solos, 450
  história do, 120
  idade do, 215
  substitutos do, 421-422, *421-422*, 422-423, *422-423*, 433-435, 452
Clivagem, *65*, *70*, **70**-73, *71*, 74*q*
  e água subterrânea, 484
  em rochas metamórficas, 159-161
Clivagem ardosiana, 159-161, *159-161*
Cloreto de sódio
  como composto químico, *60-61*, 60-62
  cristalização de, 60-62
Clorita
  como mineral-índice, 163-164, *164-165*, *164-167*
  e foliação, 159-161
  em rochas metamórficas, 162-163
Cobre
  depósitos de, 84-86, *84-86*, 85-87, 257
  e fontes hidrotermais, 588-590
  minérios de, 81-82, 84-86, *84-86*, 156-157
  nativo, 65*q*
Coccos, Placa de, *31*
  e Cordilheira da América do Norte, 260, *261*
Cocólitos, 588-590
Códigos de construção, 370, **374-376**
Coesão, 455-456, *518-519*
Coesita, 158-159
Colapsos de flancos, *321*, 340-341
Colestano, 301-303
Colinas como formas de relevo, 634-635
Colinas abissais, **585, 587**, *585, 587*, 588-590
Colorado, rio
  bacia hidrográfica do, *510-511*
  e epirogenia, 276-277
  e escoamento superficial, 482
  e soerguimento, 261
Colúmbia, assembleia de, 275-276, *275-276*
Colúmbia, rio, delta do, 521-522
Combustíveis fósseis, **655-**658. *Ver também* Carvão; Gás natural; Petróleo; Recursos
  e mudança climática global, *430*, 431-435
  e política pública, 681-683
  recursos de, 658-667
Combustíveis neutros em carbono, 669
Cometas, 226-227
  como meteoritos, 158-159
  e formações de oceanos e atmosfera, 229
  exploração de, *247-248*, 247-249
Comissão Brundtland, 681-683
Comissão Mundial sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento, 681-683
Compactação, 77, *135*, **136**
Compartilhamento de elétrons, *60-61*, **60-61**
Competência, **516-517**
  de geleiras, 611-613
Complexo de Sudbury, 85-87
Composição
  da Terra, 13, 389-393
  de rochas ígneas, 97-100
Compostos químicos, *60-61*, 60-62
Comprimento de onda, 564, *564*
Condução, *394-395*, **394-**396
Condutividade hidráulica, 491

Conduto central, 325, *326*
Cones de cinzas, 325-327
Cones de depressão, *489*, 489-491, *490-491*
Conglomerado, **138**, *138*, 138*q*
  e diagênese, *135*
Congo, rio, 482*q*
Connecticut, rio, como vale em rifte, 259
Contabilidade de custos completos, 678-679
Contagem de crateras, 232
Continentes, 255-283
  ambientes dos, 127-130, *129*, 130*q*
  crescimento dos, 264-267, 270
  e estrutura da América do Norte, 256-261
  e estrutura profunda, 278-282
  e origem de crátons, 276-279
  e províncias tectônicas, 262-263
  idade dos, 255
  modificação dos, 266-267, 270-270, 272, *275-276*
  *vs*. bacias oceânicas, 562
Convecção, **16**, 395-396, **395-**396, 398. *Ver também* Transporte de calor
Convecção do núcleo, 395-396
  e o geodínamo, 17, 398, 400-402, *403*
Convecção mantélica, 395-396, 398, 400, *399*
  como motor da tectônica de placas, 48-49, *48-49*, 48-51, *48-50*
  e calor interno, 393
  e expansão do assoalho oceânico, 27
  e o geoide, *400-401*
  e tectônica de placas, 16, *16*
  história do, 276-278
Cor, **72-**74, 74*q*
Corais
  como sedimentos biológicos, 122-123
  e atóis, *142-144*, 142-145, *143-145*
Cordilheira da Costa, 260
  metamorfismo na, 169-170
Cordilheira da América do Norte, *256*, *260*, 260-261
Cordilheira Teton, 261, *262-263*
Coríndon
  como gema, 72-74, *72-74*
  e escala de dureza de Mohs, 70*q*
Coriolis, Efeito de, 539
  e furacões, 568-570, 572-573
Cornubianitos, **160-162**, 162-163*q*
  e metamorfismo de contato, 79
Coronas, *236*, 237
Corpo de Engenheiros do Exército, 507-508
Corredeiras, 512, 514
Corrente do Golfo, 414-416
  meandros no, 506-507
Correntes, 505-533, **506**. *Ver também* Rios
  como geossistemas, 521-526, *522-523*
  de gelo, **606**-610, *607*
  e deltas, 519-522
  e escoamento superficial, 481-483
  erosão por, 512, 514-515, 552-554, *636*, 638-640, *640-641*
  extraterrestres, 506
  formas de relevo de, 506-509
  padrões de drenagem de, 509-512
  perfis longitudinais de, 527-531, *527-531*
  transporte de sedimentos por, 516-519
Correntes. *Ver também* Ventos
  como agentes de transporte, 123-126
  de maré, 566-567
  de retorno, *565*, 566-567
  de turbidez, 130-133, **581-583**, *583-584*
  e aluviões, 87-88
  e deltas, 521-522
  litorâneas, *564*, **566-567**, 573-575
  oceânicas, *413-414*, 414-415
Correntes longitudinais, *565*, **566-567**
  e balanço de areia, 573-575
  e barreiras de contenção, *576-577*
Correntes oceânicas e deltas, 521-522
Corrida do Ouro, 87-88
Costa, 561-582, *563*. *Ver também* Linhas de costa
  ambientes próximos à, *129*, 130, 130*q*
  definição de, 562
  e mudança do nível do mar, 580-582
  e política pública, 576-578
  e praias, 572-576
  e processos costeiros, 562-574
Covelita como minério, 81-82
Cratera de Chicxulub, *307-308*, 308-309
Cratera de Meteoro, 7, *233*
Cratera Endurance, 246-247
Crateras vulcânicas, *326*, **327**
Crateras de impacto, 7, 238, *238*
  e extinções em massa, 308-309
  extraterrestres, 232-233, 236, 241
Crátons, **262-263**
  origem dos, 276-279
Crescimento populacional, 654, *654*. *Ver também* Geologia ambiental; Atividade humana
Crescimento vegetal. *Ver também* Desmatamento
  e equilíbrio do sistema do clima, 418-419
Cretáceo, Período, 210, *210*, 214
  como zona magnética silenciosa, *406*
  fim do, 307-309, *308-309*
Criosfera, *14*, 15, 596
  aquecimento global e, 676, *676*
  e sistema do clima, 414-415, *414-415*
Crisotilo, hábito cristalino do, 72-74, *74*
Cristais, *62*, **62**-63, *63*
  e história metamórfica, 167-169
Cristalização, **60-**63
  de magma, 95-96, 103-105
  de rochas, 76
  fracionada, *102-103*, **102**-104
Cristobalita, como polimorfo, 65
Crômio
  depósitos de, 85-87, *85-87*
  minérios de, 85-87, *85-87*
Cromita
  como minério, 87-88
  em aluviões, 87-88
Cronologia. *Ver* Idade; Tempo geológico
Crosta, *10*, **11**, *11*
  comportamento de deformação da, 180-182
  e sismologia, 389-390
  estilo de deformação da, *190-191*, 191-193
  origem da, 229, *229*
Crosta continental, 11-12
  estilo de deformação da, *190-191*, 191-193
  formação magmática sob, 322
Crosta oceânica, *11*, 11-12
  como gravador magnético, 36-41, *38-40*
  e expansão do assoalho oceânico, 28-29
  formação da, *109-111*, 110-114, *113-115*
  idade da, 39-41, *42-43*, 42-44
  ofiólitos como, 109-112, *112-114*
Crutzen, Paul, 677-679
*Cuestas*, *639*, *641-642*, **639, 641-642**
Cunhas acrescionais, 581-583
Cunhas de estabilização, **681-**683
Curie, Marie Sklodowska, 210-211
Curvas de deslocamento-tempo, 359, *387-388*, 389-390
Curvas de nível, *630*, **631**

Dacito, **99-100**
  composição do, 98
Dados de medição do nível da água, 525-527
Dalton, John, 59-60
Darcy, Henri, 490-491
Darwin, Charles
  e atóis, 142-145
  e evolução, 199, 202-203, 210, 305-307
Datação, 216-218
  de glaciações, 618-619
  de paisagens, 647-648*q*, 648
  e escala de tempo magnético, 36-41, 406
  e idades tectônicas, 263-264
Datação isotópica, 210-214, **210-211**, 211-212*q*
  de lavas, 319
  de paisagens, 647-648*q*, 648
  e idades tectônicas, 263-264
Davis, William Morris, 645-648
Deccan, Basaltos de, 99-100, 310-311
Declividade de encostas e movimentos de massa, 453-454, 453-454*q*, *455-456*, 456-457
*Deep Impact* [espaçonave], 247-248, *247-248*
Deffeyes, Ken, 662-663
Deflação, *542-543*, **542-544**
Deformação, 175-197, **176**, 352
  e história geológica, 193-194
  e mapeamento de estruturas geológicas, 176-180
  e modificação, 352
  estilos de deformação continental, 191-193
  estruturas de, 181-190
  modos de, 179-182
Delaware Water, Desfiladeiro, *513*
Deltas, **519-**522, *519-520*
  ambientes próximos a, *129*, 130
  arenitos de, *140-141*
  extraterrestres, *241*
Denali, Parque Nacional, fluxos de terra no, *463-464*
Dendrocronologia, 647-648*q*
Densidade, **52-53**, **72-74**, 74*q*. *Ver também* Princípio da isostasia
  da Terra, 10, *390-391*, 393
  de minerais, 52-53
  e pressão, 156-157
  em polimorfos, 64
Deposição
  de suspensão, 516-517, *518-519*
  e ciclos geoquímicos, 429

e formas de relevo, 633-639, 641-642
e o ciclo das rochas, *120-121*, 120-122
e perfis longitudinais, 527-531
e rochas sedimentares, 123-126
e rochas vulcânicas, 319-325
em desertos, 553-554
em linhas de costa, 578-580, *580*
em plataformas continentais, 588-590
marinha profunda, 588-591, *588-591*
por geleiras, *611-613*, 611-617, 613-614*q*, *614-615*
por ventos, 543-549, *543-549*
Depósito de degelo, *611-613*, **613-614**, *614-615*
Depósitos de fluxo de cinzas, **329-331**
Depósitos de minérios ígneos, 85-87, *85-87*
Depósitos de veios (veios), **84-85**, **108-**111
Depósitos disseminados, **84-**87
Depressões tropicais, 569-570
Deriva, **613-614**
continental, **26**
glacial, *611-613*
Deriva litorânea, *565*, 566-567
e balanço de areia, 573-575
Derrames basálticos, *329-331*, **329-331**. *Ver também* Basaltos
e extinções em massa, 99-100, 309-311, 329-331, 336-338
e frentes de pluma, *336-337*, 336-338
Descarga, **486**, *486-487*, **524**, *524*
equilíbrio, com recarga, 488-491
Desconformidades, 203-204, *204-205*
Desenvolvimento de paisagens, 629-650
Desenvolvimento sustentável, **681-683**
Desertificação, 537, **549-**552
previsão de, 550-552
Desfiladeiros. *Ver* Vales
Deslizamento basal, **603-604**, *605*
Deslizamento da Barragem Vaiont, 467-469, *467-469*
Deslizamento de Gros Ventre, *465-466, 468*, 465-466, 468-469
Deslizamentos de detritos, *460*, 465-467, *465-467*
Deslizamentos de rocha, *460*, 461-462, *461-462*
Deslizamentos de terra, 459, 461. *Ver também* Movimentos de massa
Desmatamento
e movimentos de massa, 455-457
e o ciclo do carbono, *430*, 432
e o meio ambiente, 654-655, 677-679
Desprendimento de *iceberg*, *599*, **599**
Dessalinização, 478-479
Detritos. *Ver* Materiais inconsolidados
Devoniano, Período, *210*
Diagênese, **135**
e metamorfismo, 158-159, *159-161*
e o ciclo das rochas, *120-121*, 121-122
e rochas sedimentares, 134-136, *135*
Diamante, 257. *Ver também* Carbono; Grafite
como composto químico, 60-61, *60-61*
como mineral, 58
como polimorfo, 64, *64*
cristalização de, 60-62
e escala de dureza de Mohs, 69-70, 70*q*
e quilhas cratônicas, 280-282, *281-282*
em aluviões, 87-88
em chaminés kimberlíticas, 280-282, *281-282*, 329-330
lustro do, 72-73
microscópico, 158-159
Diatomáceas, 590-591
Diatrema do Shiprock, 328, *328*
Diatremas, 158-159, *328*, **328**-330
Dietz, Robert, 28, 29
Diferenciação
da Terra, **226-**229, *229*, 393
magmática, **102-103**
Diferenciação gravitacional, **226-227**, 393
Dinossauro, Monumento Nacional do, *639, 641-642*
Dinossauros
extinção dos, 18-19, 210, 238, 307-309
fósseis de, 203-204
Diorito, **99-100**
composição do, *98*
Dióxido de carbono
atmosférico, 412-413
como gás de efeito estufa, 15, 289-290, 412-413, 415-417, 442-443
como insumo para a vida, 288
e aquecimento global, *673*, 673-674
e atividade humana, 431-432, *433-434*
e datação isotópica, 214
e fotossíntese, 289, *289*
e intemperismo, 442-445, *444*
e metamorfismo, 154-155, 157-158
e política pública, 680-683
e respiração, 289-290
em solos, 445
em testemunhos de gelo, *421-422*, 422-423
na atmosfera industrial, 427-428, *430*, 431
na atmosfera inicial, 302-303
na economia dos combustíveis fósseis, 658-659
Dióxido de enxofre e chuva ácida, 442-443
Dipolos, **398, 400**
Diques, **106-**109, *108-109*, 205-206, *205-206*
em ofiolitos, *112-114*
Diques, *508-509*, 508-510
artificiais, 509-510, 521-522, 571-573
Diques máficos, *152-153*
Diques naturais, *508-509*, **508-**510
Direção, *177-178*, **177-178**
Direção de deslizamento, 181-182
Direitos hídricos, 480
Discordâncias, *203-204*, **203-**205, *204-205*, 208
Discordâncias angulares, 204-205, *204-205*
Dispersão de massa, **440**, 452-459, 461. *Ver também* Erosão; Movimentos de massa
Distributários, *519-520*, **519-520**
Diversidade de planetas, 230-232
Divisores de água, *509-510*, **510-**512
Dobras, *174*, 176, *176*, **183-184**
e formas de relevo, 639-640, *640-641*
e orogenia, 266-267, 270
tipos de, 183-187, *183-187*
Dobras assimétricas, 184-187, *184-187*
Dobras mergulhantes, 183-186, *184-187*
Dobras simétricas, *184-187*
Dobras tombadas, 184-187, *184-187*
Doença do pulmão negro, 665
Dolinas, **494-495**, *494-495*
Dolomita
clivagem na, 71
como carbonato, 67
em rochas sedimentares, 77*q*, 78, 141-142*q*, 141-143
metamorfismo da, 162-163
Dolomito, **141-143**
metamorfismo do, 162-163*q*
Domínios da vida, 292, 292
Domo de riolito, *322*
Domos, **186-188**, *188-189*
vulcânicos, 322, *322*, 325, *326*
Domos de sal, 186-188
como armadilhas, *660*, 661
Dorsais, estruturalmente controladas, *639-640*, 639-641, *640-642*
Dorsais mesoceânicas, **34-35**. *Ver também* Sistemas de condutos hidrotermais; Centros de expansão
atividade hidrotermal nas, 587--590
e condução de calor, 394-395, *394-395*
formação magmática nas, 109-111, *109-111*, 319
metamorfismo nas, *157-158*, 158-159
terremotos nas, *367-368*, 368-369
Dorsal Mesoatlântica, 28, *28, 34-35*
anomalias magnéticas próximas à, *38*, 39-40
como centro de expansão, *32*, 34-35, *109-111*
erupções fissurais na, 329-330, *329-330*
perfil da, 585, 587, *585, 587*
taxa de expansão na, 39-40
Drake, Edwin, 184-185, 656-657
Drenagem dendrítica, **511-512**, *511-512*
Drenagem em treliça, 511-512, *511-512*
Drenagem radial, 511-512, *511-512*
Drenagem retangular, 511-512, *511-512*
*Drumlins*, **613-614**, *614-615*
*Dry-wash*, **554-555**
Dunas, **518-519**
em desertos, *536-537*, 542-543, *543-545*, 543-547, *544-547*, 553-554
em leitos de rios, 518-519, *519-520*
tipos de, 545-547, *546-548*
Dunas transversais, 545-547, *546-548*
Dureza, **69**-70, 70*q*, 74*q*
Dutton, Clarence, 276-277

Eclogitos, **158-159**, 164-167, *164-167*
e metamorfismo de pressão ultra-alta, 79, 158-159
em zonas de subducção, 113-115
Ecobatímetro, 583-585, *584-585*
Ecologia, 4
Economia. *Ver também* Atividade humana; Política pública
e ascensão da economia dependente dos combustíveis fósseis, 653-655
Economia do carbono, **656-657**
Ecossistemas, 250-**252**, *286*, **287**
e extinções em massa, 307-310
Efeito da fertilização, 431
Efeito estufa, 15, 218, 416-420, **417-418**
aumento do, 433-436
Eficiência de sistemas de energia, *658*
Einstein, Albert, 3

Eixos de dobras, 183-186, *183-186*
Ejetólitos, 323-324
El Capitan, Montanha, *130-131*
El Chichòn, Vulcão, 415-416
El Niño, 142-144, **419-**421, 426-428
  movimentos de massa desencadeados pelo, 458
Elementos. *Ver também* Compostos químicos; Íons
  e átomos, 59-60
  fatores de concentração de, 81-82
  na Terra, 13, 65, 81-82
  radioativos, 210-211, *210-211*
  tabela periódica de, 59-60
Elementos nativos, 65, 65*q*, 82-83, *96-97*
  como recursos, 82-83, *82-83*
Elementos-traço, **72-74**
  e cor mineral, 72-74
  e fonte de magmas, 113-115
  em pegmatitos, 85-87
Elétrons, 47, *59-60*
Elevação, *631*, **631**, *632*
  controles de, 643-645, *644-645*
  e desenvolvimento de paisagens, 646-648
Elevação continental, **581-582**, *583-585*, *587*
  e correntes de turbidez, 581-583
Elos perdidos, 305-308
Embaçamento, 541-542, *541-542*
Embasamento econômico, 158-159
Emissões antropogênicas, 15
Empuxo. *Ver* Princípio da isostasia
Enchentes de Liuzhou (China), *510-511*
Energia. *Ver também* Combustíveis fósseis
  como insumo para a vida, 288-289
  consumo de, *550-551*, 656-658, *658-659*
  e economia dos combustíveis fósseis, 653-655
  e política pública, 678-680
  fontes de, *550-551*, 655-657
  sísmica, 360, *362*
  tensão, 352
Energia alternativa, recursos de, 666-672
Energia do canal, **634-635**, *636*
  e planaltos, **634-635**
Energia eólica, 671-672, *672*
Energia geotérmica, *343-345*, **343-345**, 498-501, 672
Energia hidrelétrica, **670**-671
Energia nuclear, **666-**669
Energia solar, **670**-671. *Ver também* Sol
  como motor térmico externo da Terra, 14, *14*, 411
  como recurso, *670*
  e ciclos de Milankovitch, 422-425, *423-424*
  e paisagens, 642-643
  e poeira eólica, 540-541
  e sistema do clima, 412-413, 418-419
Engenharia e gestão dos sistemas da Terra, 658-659, 678-683
ENOS, **419-420**
Enstatita, 67
Entradas, 426-427
Enxofre
  depósitos de, *330-332*
  no núcleo, 393
Éon Hadeano, 215, *215*
  e Bombardeio Pesado Tardio, 234
Éons, **214-**215, *215*
Epicentros, **354**
  localização de, 359, *360-361*
Epídoto, *56-57*
  em rochas metamórficas, 154-155, *164-165*
Epirogenia, *276-277*, **276-**278
Época Antropocena, **677-**679
Época Eocena, *210*, *215*
  início da, 308-310
Época Holocena, 210, *210*, *215*
  como período interglacial, 424-427
  e sistema do clima, 411
Época normal de Brunhes, *39-40*
Época normal de Gauss, 39-40, *39-40*
Época reversa de Gilbert, 39-40, *39-40*
Épocas, *210*, **210**, *215*
Épocas magnéticas, 36-39, *39-40*, 406, *406*
Equilíbrio da radiação, 416-417, *417-418*, 417-419
Equilíbrio dinâmico
  e evolução da paisagem, 647-648
  e perfis longitudinais, 527-528
Era Mesozoica, 205-206, *210*, 214, 215
Eras, **205-206**, *210*
Eratóstenes, 8-10
*Ergs*, 553-554
Erie, Lago, 531-532
Erosão, **76**, *78*, 120-121, 440. *Ver também* Dispersão de massa; Intemperismo
  e formas de relevo, 633-639, 641-642
  e intemperismo físico, 450
  e o ciclo das rochas, 79-82, *80*, 120-121, *120-121*, 440
  e perfis longitudinais, 527-531
  e rochas sedimentares, 121-123
  e transporte de sedimentos, *516-517*, 516-519, *518-519*
  em linhas de costa, 576-579, *578-579*
  por água subterrânea, 492-496
  por geleiras, 608-613, *610-612*, 637
  por rios, 512, 514-515, 552-554, *636*, *640-641*, 638-640
  por ventos, *542-543*, 542-544, *542-544*
  remontante, 512, 514
  taxas de, 648
Erráticos, 613-614
Erupções centrais, 319, 325-330, *326-328*
Erupções fissurais, *329-330*, **329-**331
  e grandes províncias ígneas, 336-338
Escala de intensidade de furacões, 569-570, 570*q*
Escala de intensidade de Saffir-Simpson, 569-570, 570*t*
Escala de magnitude Richter, 360-361, *361*
Escala de tempo, 199-200
Escala de tempo magnético, **36-39**, *39-40*, *406*
Escala de tempo planetária, *234*
Escala do tempo geológico, *18*, **205-**210, *210*, *215*, *275-276*, *299-300*
  e orogenias, *275-276*
Escalas, mapa, 177-178
Escalas de intensidade, **363**
  de furacões, 569-570, 570*q*
  de terremotos, 360-361, *364*, 364*q*
Escalas de magnitude, **360**-361
Escandinávia, fiordes na, *611-612*, 611-613
Escarpas de falha, 181-182, *183-184*
  e leques aluviais, 529-530
  e mecanismos de falhamento, 365
Escoamento superficial, *476-477*, **476-477**, *481*
  hidrologia do, 481-483, *483*
Escoamentos, 426-427
Escorregamentos, *460*, **465-467**, *465-467*
Escudo Canadense, *256*, 257, 257
  e epirogenia, 276-277, *276-278*
  formação do, 276-279
Escudos, *257*, **257**
Esfalerita
  como minério, 84-85, *84-85*
  depósitos de, 85-87
Esfoliação, **448**, *449*
Esforços distensivos, **176**, 181-182
  e estilo de deformação, *190-192*
  e falhas, 181-182, *182*
  e mecanismos de falhamento, 365-366
Esgotamento do ozônio estratosférico, 332-333
*Eskers*, **614-615**, *614-615*
Esmeraldas, 72-74, *72-74*
Espaçonave, 223-224, 239-249. *Ver também* Satélites; *espaçonaves específicas*
Espécies invasivas, 287
Espectrômetros de massa, 211-212
Espectros, 218
Espinélios, 68, *68*
Espraiamento, *564*, 565
  e balanço de areia, 573-575
Esqueletos, evolução dos, 304-308
Estabilidade
  de encosta, e movimentos de massa, 453-454, 453-454*q*, *455-456*, 456-457
  química, **446**-447, 447*q*
  tectônica, 256
Estados de equilíbrio, 426-427
Estados Unidos. *Ver* América do Norte
Estalactites, 493-494, *494-495*
Estalagmites, 493-494, *494-495*
Estaurolita
  como mineral-índice, *164-165*, *164-167*
  como porfiroblastos, 162-163
  em rochas metamórficas, 77*q*, 79, 154-155
Estilos de erupção, 325-331
Estratificação. *Ver* Acamamento
Estratificação cruzada, **131-133**, *131-133*
  em dunas, 545-547, *545-547*
  em leitos de rios, 518-519, *519-520*
  extraterrestre, 545-547
Estratificação gradacional, **131-133**
Estratigrafia, **200-**206
  de sequências, 216-217, *217*
  de testemunhos de gelo, 421-422, *422-423*
  e idade relativa, *207*
  extraterrestre, 245-247, *246-247*
  magnética, 218
  paleomagnética, 406
  química, 217-218
Estratosfera, *412-413*, **412-413**
Estratovulcões, *326*, **327**
Estrias, *610-611*, **610-611**
Estromatólitos, **297-**299, *298-299*, 300-301, *301-302*

Estrôncio
e datação isotópica, 211-212*q*
e decaimento radioativo, 210-211, *210-211*
Estrutura atômica da matéria, 59-60
e minerais, 60-62
Estruturas de deformação, 181-190, *182-188, 190-191*
e recursos de petróleo e gás, 658-660, *660*
mapeamento de, 176-180
Estruturas circulares, 186-188, *186-188*, 186-192
Estruturas de bioturbação, 132-133, *134*
Estruturas sedimentares, **131-**134
Estudos dos primeiros movimentos e mecanismos de falhamento, *365*, 365-366
Etanol, 669-670
Ética e o método científico, 3
Eucariotos, 292, *292*
e quimiofósseis, 301-303
mais antigos, 303-304
radiação de, 304-308
Eurásia, Placa da, 29, *30-31*
e cinturão Alpino-Himalaiano, 267, 270, *267, 270*
Europa [lua], 310-311
Evaporação
e sedimentos químicos, 122-123
e transporte de água, 427-428
Evaporitos
deposição de, 553-554
e água subterrânea, 484
Eventos magnéticos, 36-39, *39-40*, 406
Everest, Monte, *30-31*
calcários no, 119
e relevo da Terra, 7-8, *632*, 633
Evolução, 18-19, *299-300*, 299-311, **305-307**
de paisagens, 646-648
e ancestral universal, 292, *292*
e corais, 141-142, 146-144
tempo da, 199-200, 215, 216
teoria da, 179-180, 203-204, 210, 299-300, 305-308
Ewing, Maurice ("Doc"), 27, 28
Excentricidade, 423-424, *423-424*
Exoplanetas, **249**
Expansão do assoalho oceânico, **27**-29. *Ver também* Crosta oceânica; Tectônica de placas
e anomalias magnéticas, 36-41, *38-40*, 406
medição da, 41-44
Experimentos laboratoriais
com a origem da vida, 300-301, *300-301*
com cristalização, 95-96
com cristalização fracionada, 102-103
com deformação, 180-181, *180-181*
com densidade, 398, 400
com diferenciação magmática, 101-103
com evaporitos marinhos, 144-146
com fusão, 99-100, 108-109
com magnetismo rochoso, 17
com mudanças de fase, 392-393, 396, 398
com pressões metamórficas, 157-158
com radioatividade, 211-214
com velocidades de ondas sísmicas, 389-390
extraterrestres, 242-243
Explosão cambriana, 304-308, *305-307*
Explosões freáticas, 322, *322*
Extinções, 299-300, 304-305
e aquecimento global, 678-679
e atividade humana, 678-679
Extinções em massa, 18-19, **210**, 307-311
e atividade humana, 678-679
e basaltos de platô, 99-100, 310-311, 329-331, 337-339
e biodiversidade, *305-306*
e chuva ácida, 309-310
e ecossistemas, 307-311
e escala do tempo geológico, 210, *210*
e metano, 309-310
e meteoritos, 18-19, 210, 238, 307-309
e mudança ambiental, 299-300, 309-311
e oxigênio, 309-310
e plumas mantélicas, 50-51
e princípio da sucessão faunística, 210
e *traps* siberianos, *337-338*, 337-339
e vulcões, 18-19
Extremófilos, **292**-295, *293*, 293*q*
e cavernas, 494-495
e engenharia do sistema Terra, 680
em fontes quentes, *284-285*, 498-501
extraterrestres, 311-312
Exumação, **164-167**
e geossistemas, 170-171
*Exxon Valdez* [navio], 663-664

Faces cristalinas, 62, *63*
Faces de avalancha, *545-547*, **545-547**
Fácies metamórficas, *164-165*, 164-167, *164-167*
Fahrenheit, Daniel, 433-434
Falha de Altyn Tagh, 267, 270, *267-269, 272*
Falha de cavalgamento de Keystone, *191-192*
Falhas, 176, *176*, **181-182**
ativas, 352
e orogenia, 266-267, 270
e relações de seccionamento, 205-206, *205-206*
e terremotos, 352, 366-369
tipos de, *181-182*, 181-184, *182*
Falhas de cavalgamento, **181-182**, *182*
e orogenia, 266-267, 270
Falhas de rejeito de mergulho, **181-182**, *182*, 182-184
Falhas de rejeito oblíquo, 181-182, *182*
Falhas dextrais, 181-182, *182*, 183-184
e mecanismos de falhamento, 365, *365*
Falhas direcionais, **181-182**, *182*
e mecanismos de falhamento, 365, *365*
Falhas nistrais, 181-182, *182*, 183-184
e mecanismos de falhamento, 365
Falhas normais, **181-182**, *182*
e mecanismos de falhamento, 365, *365*
Falhas reversas, 181-182, *182*
e mecanismos de falhamento, 365, *365*
Falhas transformantes, **33-34**, 36-39
em dorsais mesoceânicas, 368-369, 588-590
Fanerozoico, Éon, 215, *215*, 304-305
Farallon, Placa de
e Cordilheira da América do Norte, 260, *261*, 264-265
e mistura mantélica, *399*, 398, 400
Farinha de rocha, 608-610

Fatalidades
de acidentes nucleares, 668
de furacões, 568-569
de movimentos de massa, 452-453, 459, 461, 465-469
de terremotos, 351, 369
de tsunâmis, 378
de vulcões, 338-340
Fatores de concentração, 81-82
Feldspatos, *65*, 67
e cristalização fracionada, 102-103, *102-103*
em granitos, *75*
em rochas ígneas, 76, 77*q*
em rochas metamórficas, 77*q*, 79
em rochas sedimentares, 77t, 78
estabilidade dos, 446-447, 447*q*
intemperismo dos, *441-442*, 441-443, 445-447
Fendas, **603-**606, *611-613*
Fenocristais, 96-97, *96-97*
Ferro
biomineralizado, 147-148, 294-296
depósitos de, 85-87, 257
e fontes hidrotermais, 588-590
em meteoritos, 10, *11*, 445
em rochas sedimentares, 120
minérios de, 74, 81-82, 445
no núcleo, 393
tempo de residência do, 427-428
Ferro férrico, 445
Ferro ferroso, 445
Ferrugem, 445
Fertilizantes, 662-663
Figueira, formação, 300-301
Filão principal, 87-88
Filito, **159-161**, *159-161*, 162-163*q*
Filos, 305-307
Finger Mountain, 106-108, *108-109*
Fiordes, *611-612*, **611-613**
Fissão nuclear, 666-667
Fissura de Laki, *329-330*
Fitoplâncton na fertilização oceânica, 680-682
Flancos, 183-186, *184-187*
Floresta petrificada, *200-201*
Fluidez. *Ver* Viscosidade
Fluidos hidrotermais, *84-85*
e depósitos de minério, 84-87, 332-333, 343-345, 498-501
e metamorfismo, 156-157
em centros de expansão, 332-335
em juntas, 188-189
Fluorita e escala de dureza de Mohs, 70*q*
Fluxo, 287, 426-428
Fluxo laminar, *514, 516*, **514, 516**
em geleiras, 603-604
Fluxo plástico, **603-604**, *605*
em geleiras de vales, 603-604
Fluxo turbulento, **514, 516**
na água, 514, 516, *514, 516*
Fluxos artesianos, *487*, **487**-488
Fluxos de detritos, *438-439*, *460*, 463-464, *463-465*
Fluxos de lama, *460*, 463-465, *463-465*
Fluxos de terra, *460*, 461-464, *463-464*
Fluxos piroclásticos, **323-**325, *325*
Focos, terremoto, **354**, 359, *360-361*

Foguetes, 223-224, *224-225*. *Ver também* Espaçonave
Folhelho betuminoso, **666-667**
Folhelho Bright Angel, 208, *209*
Folhelho Hermit, 208, *209*
Folhelhos, 112-114, *138*, 138*q*, **140-141**
  dobras em, *183-184*
  e diagênese, *135*
  estabilidade da encosta de, 456-457
  metamorfismo de, 159-161, 162-163*q*, *164-165*
  porosidade e permeabilidade de, 485*q*
Foliação, 78, **159-**161
Fontes, 476-477, 483, *484*
Fontes de energia não renováveis, **654-**658
  recursos de, *658-659*, 658-667
Fontes de energia renováveis, **654-655**
Fontes quentes, 330-333, 497-501, *498-501*
  e depósitos de veios, 84-85
  micróbios em, *284*-285, 293
Foraminíferos, **141-142, 146**
  calcita em, *58*
  em sedimentos, 588-590, *590-591*
Forçante solar, **412**
Forças compressivas, **176**, 181-182
  e estilo de deformação, *190-192*, 191-193
  e falhas, 181-182, *182*
  e mecanismos de falhamento, 365-366
Forças de cisalhamento, **176**
  e estilo de deformação, *190-191*, 192-194
  e falhas, 182, *182*
  e mecanismos de falhamento, 365-366
Formação de Kupferschiefer, 85-88
Formação de montanhas. *Ver* Orogenia
Formação franciscana, 169-170
Formação Gunflint, 300-301, *301-302*
Formações, **177-178**
  mapeamento de, 177-178
Formações de ferro bandado, *302-303*, **302-303**
Formas de leito, 518-519, *519-520*
Formas de relevo, **633**-639, 641-642
  costeiras, *578-579*, 578-580, *580*
  desérticas, 553-556, *554-556*
  eruptivas, 325-331, *326, 328, 329-331*
  fluviais, 506-509, *506-509*
  glaciais, 608-617, *611-615*
Fosfatos em sedimentos bioclásticos, 122-123
Fosforito, 141-142*q*, **147-148**
  como fertilizante, 120
Fósseis, **18**
  como registros do tempo geológico, 200-203, *202-203*
  e deriva continental, 26, *26*
  e escala do tempo geológico, *210*
  e estratigrafia, 200-201
  e reconstruções de movimento de placas, 45, 48
  estromatólitos, 297-299, *298-299*
  pré-cambrianos, 300-301
Fósseis de dentes de tubarão, 200-201, *201-202*
Fotomicrografias, 94, *94*
Fotossíntese, **289**, *289*, 289-290*q*, 303-304
  e fontes de energia, 654-655
  e o ciclo do carbono, *429*, 430
  e o sistema do clima, 415-416
  e oxigênio atmosférico, 303-304
Fratura, **72-73**, 74*q*
Fratura conchoidal, 72-73
Fratura fibrosa, 72-73
Fratura fragmentada, 72-73
Frente de gelo, *602*
Frentes de pluma, *336-337*, 337-338
Frequências. *Ver* Intervalos de recorrência
Fuji, Vulcão no Monte, *326*, 327
Fumaça negra, *330-332*, 587-589
Fumarolas, 330-332, *330-332*
Fumarolas brancas, 588-591
Fundy, Baía de
  como vale em rifte, 259
  marés na, 566-568
Fungos e intemperismo, 447
Furacão, chegada em terra do, 571-573, *572-574*
Furacão Andrew, 570*q*, 572-573
Furacão Katrina, 568-569, *569-570*, 570*q*, 571-573
  maré de tempestade do, 568-571, *570-571*
Furacão Mitch, 452-453
Furacões, **567-**574, *568-574*
  e aquecimento global, 675
  e marés de tempestade, 568-569, *570-571*, 570-572
Fusão de geleiras, 602, *603*
Fusão induzida por fluidos, **101-102**, **112-**115, *114-115*, 333-335
Fusão nuclear, 224-225
Fusão parcial, **100**
  e diferenciação magmática, 105-106, *105-106*
  e metamorfismo, *164-167*
Fusão por descompressão, **100**
  do peridotito mantélico, 98-100, 110-113, *111-113*

Gabro, **99-100**
  composição do, *98*
  em ofiólitos, *112-114*
  textura do, *96-97*
  velocidades de ondas sísmicas em, 389-390
Galápagos, Ilhas, ponto quente da pluma mantélica das, 333-335
Galena
  como minério, 84-85, *84-85*
  depósitos de, 85-87
  lustro da, 72-73
Galilei, Galileu, 224
Ganges, rio, 482*q*
  delta do, 521-522
  planícies de inundação do, 509-510
Garnierita como minério, 81-82
Gás natural, **147-148**, 660, 663-664. *Ver também* Metano; Recursos
  e diagênese, *135*, 136
  e estratigrafia de sequências, 217
  e o ciclo do carbono, 288
  e porosidade, *484*
  em domos, 186-188
  em plataformas continentais, 259
  em rochas sedimentares, 120, 126-127, 138, 141-142*q*
  exploração do, 136-137, 147-148, 388-390
  formação do, 655-656, 658-660
  na economia dos combustíveis fósseis, 656-657
  recursos de, 663-664
  reservas de, 656-657
Gás(es). *Ver também* Recursos
  e metamorfismo, 154-155
  origem de gás terrestre, 229-230, *230*
Gases de efeito estufa, 15, 289-290, **416-**418
  e aquecimento global, 673-674
  e atividades humanas, 411
  e extinções em massa, 309-310
  e política pública, 681-683
  extraterrestres, 311-312
*Geco Topaz*, *388-389*
Gêiseres, 330-332, *330-332*, 498-501, *500-501*
  e depósitos de veios, 84-85
Geleira Herbert, *599*
Geleira Qori Kalis, 603
Geleiras, 414-415, *596-596*, 596-626, **598**
  crescimento e recuo de, 602-603, *603*
  desestabilização das, 677
  e aquecimento global, 676
  e mudança climática, 617-622
  erosão por, 608-613, *611-612*, 637
  formação de, 601-603
  movimento de, 603-610
  paisagens formadas por, 608-617
Geleiras, Parque Nacional das, marmitas no, *515*
Geleiras alpinas. *Ver* Geleiras de vales
Geleiras continentais, 600, *600*, *601*
  e aquecimento global, 676
Geleiras de vales, **598**-599, *599*
  fluxo em, 603-606, *606*
Gelo. *Ver também* Glaciações; Geleiras; Água
  como mineral, 603-604
  como rocha, 598-600
  formação de gelo glacial, 602, *602*
  ponto de fusão do, 101-102
Gelo marinho, *414-415*
Gemas
  cores de, 72-74, *72-74*
  em pegmatitos, 85-87
Genes, **290-**292
Geobarômetros, 156-157
Geobiologia, 4-5, *5*, 285-314, **286**
  e a biosfera, 286-290
  e astrobiologia, 310-313
  e história da vida, 299-311
  e micróbios, 289-299
Geodésia, 7-8, **40-41**
  movimentos de placa da, 40-43, *41-42*
Geodínamo, **17**, 398, 400-408, *402, 404*
  campo magnético da Terra e, 398, 400-408
  como sistema auto-organizado, 405
  idade do, 17, 215
Geofísica, 4-5, *5*
Geoide, 400-401, *400-401*
Geologia, **2**
  como ciência, 3-7
Geologia ambiental, 653-683. *Ver também* Atividade humana
  e a Época Antropocena, 677-679
  e civilização, 654-659

e corais, 141-146
e engenharia e gestão do sistema Terra, 678-683
e mudança global, 672-679
e recursos de combustíveis fósseis, 658-667
e recursos energéticos alternativos, 666-672
e relevo cárstico, 494-496
e rochas sedimentares, 120-121
Geologia econômica, 74, 81-88. *Ver também* Minérios; Recursos
e a grande reconstrução, 45, 48
e minérios, 67-68, 81-88
e rochas, 74
Geomorfologia, 629, **630**. *Ver também* Formas de relevo; Paisagens
Geoquímica, 4-5, *5*
Georges Bank, 581-583
Geossistema, civilização como, 654-659
Geossistemas, 13-17, **15**
Geossistemas vulcânicos, **319**
Geotermas, *395-396*, **395-**397
Geotermômetros, 154-155
Gestão de emergências. *Ver também* Perigos
de furacões, 572-573
de movimentos de massa, 459, 461
de terremotos, 369, 372-380
de tsunâmis, 376-380, 378
Geysers, The [área geotérmica], 343-345, *343-345*, 671
Gibbsita, estabilidade da, 447*q*
Gilbert, William, 398, 400
Gipsita
como evaporito, 141-142*q*
como evaporito marinho, 143-145
como sedimento químico, 122-123, *141-142*, 141-142*q*
como sulfato, 68, *69*
dunas de, 542-543
e ciclo do cálcio, 429
e escala de dureza de Mohs, 70*q*
e extremófilos, 494-495
em rochas sedimentares, 77*q*, 78
estabilidade da, 447, 447*q*
GISP2. *Ver* Projeto do Manto de Gelo da Groenlândia (GISP2)
Glaciação do Permiano-Carbonífero, 620-621, *621-622*
Glaciações. *Ver também* Idades do gelo
ciclos de Milankovitch e, *423-424*, 423-425
datação das, 218
e deriva continental, 26, 419-420
e extinções, 18-19
e inconformidades, 203-204
e lagos, 531-532
e loess, 547-549
e mudança climática, 435-436, *435-436*, 617-622
e mudanças do nível do mar, 414-415, 421-422, *421-422*, 528-529, 580-583, 618-621
e o ciclo do carbono, 431
e soerguimento do Planalto do Tibete, 431, 645-646
extraterrestres, 238, 240, 241
retroalimentações em, 620-621
Glaucofânio em rochas metamórficas, 164-167
Gnaisse, *159-161*, **160-162**, 162-163*q*
como rocha metamórfica, 76, *76*
Gnaisse Acasta, 276-279, *277-279*
Gobi, Deserto de, e loess, 547-549
Goddard, Robert H., *224-225*
Gondwana, 26, 45, 48, *46-47*, 267-269, 272, *273*
fragmentação de, 267, 270
Google Earth, 19-21, 51-53, 148-150, 194-196, 218-220, 249-251, 345-347, 469-471, 531-533, 555-557, 591-593, 648-649
Gore, Al, 673
GPS. *Ver* Sistema de Posicionamento Global (GPS)
Gradientes geotérmicos, 154-155, 395-396
Gradientes hidráulicos, **490-491**
Grafite. *Ver também* Carbono; Diamante
como polimorfo, 64, *75*
Granada
clivagem na, 72-73
como mineral-índice, *164-167*
como porfiroblastos, 162-163, *162-163*
e trajetórias P-T, 166-168, *166-168*
em quilhas cratônicas, 281-282
em rochas metamórficas, 77*q*, 79, 154-155
Grand Canyon, Parque Nacional
diques em, *108-109*
discordâncias angulares, 204-205, *204-205*
e epirogenia, 276-277
e idade tectônica, *264-265*
e processos geológicos, 7
estratigrafia de, *201-202*, 208, *209*
fontes em, *484*
formação de, 261
inundação controlada em, 528-529
Grand Canyon de Yellowstone, *316-317*
Grand Prismatic Hot Spring, *284-285*, 293
Grand Teton, Montanha, *262-263*
Grande Bacia, Deserto da, precipitação no, 549-551
Grande Bacia, temperatura sob a, 101-102, 154-155
Grande Curva [Falha de Santo André], 192-193, 369
Grande Lago Salgado
como lago salino, 127-128, 147-148
micróbios no, 293
Grande Pirâmide, 41-42
Grande Vale em Rifte
como limite divergente, *32*, 34-35
estilo de deformação no, 190-191
Grandes províncias ígneas, *336-337*, **336-**338
Granito, **98**, *105-106*, *152-153*
como rocha ígnea, 76, *76*
composição do, *75*, *98*
deformação do, *189-190*
e diferenciação magmática, 104-106
formação do, 95-96
intemperismo do, 122-123*q*, 440-441, *441-442*
textura do, 95-96, *95-97*
velocidades de ondas sísmicas em, 389-390
Granodiorito, **99-100**
composição do, *98*
*Granofels*, 162-163
Granulito, **162-163**, 162-163*q*
e grau metamórfico, *164-165*, *164-167*
em terrenos de alto grau metamórfico, 278-280
Grãos, **63**
Grau metamórfico, 164-167
Grauvacas, **139**, *140-141*
Gravidade específica, **72-74**
Gravitação e marés oceânicas, 566-568, *567-568*
Gray, Peter, *4*
*Greenstone*, **162-163**, 162-163*q*
em terrenos granito-*greenstone*, 278-280, *280-281*
GRIP. *Ver* Projeto do Testemunho de Gelo da Groenlândia (GRIP)
Groenlândia
geleira continental da, 600, 600
testemunhos de gelo da, 422-423, *422-423*
Grotzinger, John, 240
Gutenberg, Beno, 11, 387-388
*Guyots*, **588-590**

Hábito cristalino, **72-**74, *74*, 74*q*
Hack, John, 645-646, 648
Hager, Brad, 400-401
Halita
como evaporito, 141-142*q*
como evaporito marinho, 143-145, 144-146
como haleto, 65, 65*q*
como sedimento químico, 122-123, *141-142*, 141-142*q*
depósitos de, 144-146
em rochas sedimentares, 77, 77*q*, 78
estabilidade da, 447, 447*q*
precipitação da, 63-64, *64*, 125-126, 130-131
*Hallucigenia* [eucarionte], *305-306*
Halófilos, 293, *293*, 293*q*
Havaí
ambientes de sedimentação do, 127-128
ponto quente de pluma mantélica sob o, 50-51, 114-115, 333-336, *335-336*, 393
tipos de lava no, *319*, 319-321, *319-321*
Heezen, Bruce, 28, *28*, 29
Heimaey, Vulcão, 342-343
Hematita, **445**
como minério, 81-82
como óxido, 65, 65*q*, 68, *68*
em desertos, 551-552
em formações de ferro bandado, 302-303, *302-303*
em rochas sedimentares, 141-142*q*, *446*
em solos, 445
estabilidade da, 447*q*
extraterrestre, 241, *244-245*
formação de, 445, *446*
veio da, 72-73, *72-73*
Heródoto, 519-520
Hess, Harry, 28, 29
Heterótrofos, **288**, 288*q*
Hidratação, 445
Hidratos de gás, 581-583
Hidrocarbonetos. *Ver* Gás natural; Petróleo

Hidrogênio
como combustível, 680
e respiração, 289-290
Hidrólise, 442-443
Hidrologia, 475-502, **476**
e clima, 478-483
Hidrosfera, *14*, 15, 413-415. *Ver também* Rios
e vulcanismo, *330-332*, 330-333
Hidróxidos, 65*q*
Himalaia, Montanhas do
cinturões de dobras e cavalgamento nas, 192-193
como limite convergente, *33-34*, 36-37
e glaciações, 431
e relevo da Terra, 8, *8*
formação das, 170-171, *267*, *270*, 267, 270-271, *271*, *273*
metamorfismo nas, 157-158
relevo das, *634-635*, 634-635
soerguimento e erosão das, 270, 272
Hipertermófilos, 293
Hipótese da nebulosa, *224-225*, **224-225**
Hipóteses, 2
História geológica
desvendando a, 193-194, *193-194*
e padrões de drenagem, 511-512, *513*
*Hogbacks*, *639*, *641-642*, **639, 641-642**
Holmes, Arthur, 27, 48-49
Horizontes de solo, 450-451
Hornblenda, 67
Huang Ho, rio
depósitos de loess próximos ao, 546-548, *547-549*
planícies de inundação do, 509-510
Huascarán, Vulcão no Nevado de, *465-466*, 465-467
Hubbert, M. King, 662-663
Hubbert, Pico de, *662-663*, **662-663**
Hubble, Edwin Powell, 223, 224
Hubble, Telescópio Espacial, 224, 247-248
imagens do, *224-225*
Humanos
desenvolvimento agrícola por, 426-427, 509-510
desenvolvimento cultural dos, 509-511
evolução dos, 18, 216, 309-310
preservados em geleiras, 602
Húmus, **450**
Hunt, T. Sterry, 184-185
Hutton, James, 6, 95-96, 199

Iapetus e Oceano, 267-269, 272, *273*
*Icebergs*, 599, *608-610*
Idade. *Ver também* Datação; Datação isotópica
absoluta *vs*. relativa, 200-201
da crosta continental, 276-279
da crosta oceânica, 39-41, *42-43*, 42-44, 200, 562
da Terra, 1, 6, 18, 228
da vida, 18-19, *233*, 288, 300-301
das rochas mais antigas, 18, 214, 229, 276-279, *277-279*
de meteoritos, 210-211
de províncias tectônicas, *263-264*, 263-265
de rochas lunares, 228
do geodínamo, 18, 405
do sistema solar, 210-211, 225-226
do universo, 224
dos continentes, 18, 255
dos fósseis mais antigos, 300-302
Idade absoluta, **200-201**, 214-215
Idade relativa, **200-201**, 205-210, *210*
e relações de seccionamento, *207*
Idades do gelo, **420-**427, *421-422*, 617-622. *Ver também* Glaciações
pleistocênicas, 420-427, *421-422*, 431, 620-622
pré-Pleistocênicas, 424-425, 620-622, *621-622*
Idades tectônicas, *263-264*, **263-**265
Ilhas Aleutas
como arco de ilhas, 35-36, 333-335
magmas sob, 112-114
Ilhas Filipinas, e crescimento continental, 265-266, *265-266*
Ilhas-barreira, **578-579**, *580*
Imperador, Montes Submarinos do, 335-336
Incêndios de terremotos, 372-373
Inclinação, 423-424, *423-424*
Inclinação excessiva e movimentos de massa, 455-457, 465-469
Índia, Placa da, *30*
e cinturão Alpino-Himalaiano, 267, 270, *267*, *270*
Índia, terremotos na, 368-369
Indo, rio
datação de paisagens ao longo do, 648
delta do, 521-522
Infiltração, *476-477*, **476-477**
Instabilidade de encostas, 456-458
Intemperismo, **76**, 78, **120-121**, 440-453. *Ver também* Erosão
controles do, 440-442, 441*q*, *449*
do granito, 122-123*q*
e formação de canais, 512, 514
e juntas, 188-189
e o ciclo das rochas, 79-82, *80*, 120-121, *120-121*, 440
e o ciclo do carbono, *429*, 430-431
e rochas sedimentares, 121-123
e solos, 441-442, 445, 450-453
em desertos, 551-553
Intemperismo físico, **120-121**, 440, 447- 449
e erosão, 450
e formação de canais, 512, 514
Intemperismo químico, **120-121**, 440, 441-447
e água, *441-442*, 441-443
e área superficial, 440, 442-443, *442-443*
e dióxido de carbono, 442-445, *444*
e estabilidade química, 446-447
e formação de canais, 512, 514
e oxigênio, 445-446, *446*
Intervalos de recorrência, **354**
para enchentes, 525-526, *525-526*
para meteoritos, 233, *233*, 233-234, 238, 245-246
para terremotos, 361, 379-380
Intrusão de Palisades, 102-104, *103-104*, 106-108
Intrusões, 105-111
concordantes, **106-108**, *108-109*
discordantes, *106-108*, **106-108**
e depósitos de minérios ígneos, 85-87, *85-87*
em camadas, *102-103*, 102-104
Inundação, **524**-526
controlada, 528-529
e agricultura, 509-510
e aquecimento global, 676, *677*
e marés de tempestade, 568-572
e política pública, 509-511
em desertos, 553-554
repentina, *552-553*, 553-554
Íons, **60-62**
de carbonato, 67, *67*
de sulfato, 68-69
de sulfeto, 68
e escala de dureza de Mohs, 70*q*
silicato, 65, *65*
substituição de, 62
tamanhos de, *62*
IPCC. *Ver* Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC)
Irídio e meteoritos, 307-308, *307-308*
Irrigação, 480, 492-493, 551-552
Islândia
como centro de expansão, 34-35, *34-35*, *109-111*
controle de erupções na, 342-343
energia geotérmica na, 343-345
erupções fissurais na, 329-330, *329-330*
Isócronas, **42-**44
e reconstruções de movimento de placas, 42-44
Isógradas, 163-164, *164-165*
Isostasia, **389-390**. *Ver também* Princípio da isostasia
Isótopos, **59-60**
oxigênio, 421-422
radioativos, 210-211, 211-212*q*

Jack Hills, *216*
Japão como arco de ilha, 333-335
Jarosita extraterrestre, 245-246, *246-247*, 311-312
Java-Ontong, Planalto de, como grande província ígnea, 336-337, *336-337*
Jefferson, Thomas, 505
Johnston, David A., 341-342
Joias da coroa, 68
*JOIDES Resolution*, *40-41*
Juan de Fuca, Placa, 29, *31*
e Cordilheira da América do Norte, 260, *261*, 265-266
e tsunâmis, 374-375
Juntas, *188-189*, **188-189**, 447
e água subterrânea, 484
e intemperismo, 447, *448*
Júpiter, *226-227*, 232
e Bombardeio Pesado Tardio, 233
Jurássico, Período, 205-206, *210*

Kalahari, Deserto de, precipitação no, 547-549
Kames, 613-614
Kant, Immanuel, 224-225
Kerguelen, Planalto de, como grande província ígnea, 336-337, *336-337*
*Kettles*, *614-615*, **614-**616
Kidd, Monte, *183-184*

Kilauea, Vulcão, *319, 320, 329-330*, 340-341
Klarälven, rio, vazão do, 524
Komatiito, 276-278, 280-281
Krafft, Katia, *323-324*, 325
Krafft, Maurice, 325
Kudzu, 287

La Niña, 420-421
Lacunas. *Ver* Discordâncias
Lagoas, 141-142, 146
Lagos, 531-532. *Ver também lagos específicos*
  ambientes em, 127-128, *129*
  desérticos, 293, 542-543, 553-554, *553-554*, 554-555
  em caldeiras, *326*, 327, *327*
  em crescente, 507-508, *507-508*, **507-508**
  em vales em rifte, 531-532
  glaciais, 614-617
  poluição em, 531-532
  química de, 125-126
  salinos, 127-128, 130-131, 293
Lagos tipo *playa*, 542-543, *553-554*, **553-554**
  e dunas, 554-555
  micróbios em, 293
Lahares, **339-**342, 463-465
Lama, 138*q*, **140-141**
  e diagênese, *135*
Lambert, Geleira, *607*
Lamitos, *138*, 138*q*, **140-141**
Landes, Gaston, 323-324
Larochelle, A., 36-39
Laurásia, 45, 48, *47*, 267-269, 272, *273*, 270, 272
Laurentia, 267-269, 272, *273*, 270, 272
Laurússia, 267-269, 272, *273*, 270, 272
Lava, **94**, 96-97, 318, 319
  meandros em, 506-507
  rochas formadas a partir de, 96-97
  tipos de, *319-321*, 319-322
Lava aa, 320, *320*
Lava andesítica, *321*, **321**-322, *322*
Lava basáltica, *319*, **319**-320
Lavas em almofada, 321
Lavas riolíticas, *316-317*, **322**
Lehmann, Inge, 12, 387-389, *388-389*, 393
Lei de Darcy, **490-**491
Leis da Física, 2
Leitos-fonte, 660
Lençóis d'água. *Ver* Superfícies freáticas
Leques aluviais, *529-530*, **529-**531, 553-554
  e pedimentos, 554-555, *554-555*
Leques submarinos, 581-583, *583-584*
Lewis, Meriwether, 505, 506, 511-512
*Life Finder* [espaçonave], 249
Ligações covalentes, *60-61*, **60-62**
  e compostos de carbono, 288
  e dureza, 70*q*
  e lustro, 72-73
Ligações iônicas, **60-62**, *60-62*
  e dureza, 69-70
  e lustro, 72-73
Ligações metálicas, **60-62**
Ligações químicas, *60-61*, 60-62
  e clivagem, 70-71, *71*
  e dureza, 69-70
  e lustro, 72-73
  em polimorfos, *64*
Limite núcleo-manto, 11, **393**
  e plumas mantélicas, 109-111, 113-115
  e reciclagem de placas, 48-51
  e sismologia, 387-388
Limites convergentes, *32-34*, **33-**37
  atividade ígnea nos, *110-113*
  e orogenia, 266-267, 270, 272
  metamorfismo nos, 164-167, *166-168*, 168-170
  terremotos nos, 28, 366-368
Limites de falha transformante, *33-34*, 36-39
  dobras em, 192-194, 369
  e reconstruções de movimento de placas, 42-44
  tectônica em, 192-194
  terremotos em, 36-39, *367-368*, 368-369
Limites divergentes, *32*, **33-34**
  atividade ígnea nos, *333-334*, 333-336
  processos ígneos nos, *110-112*
  terremotos nos, 34-35, 366, *367-368*
Limonita, 551-552
Língua de pedra, 200-201, *201-202*
Linhas de corrente, 514, 516, *514, 516*
Linhas de costa, 562-563. *Ver também* Costa
  ambientes próximos a, *129*, 130, 130*q*
Linhito, 665, *665*
Liquefação, **456-457**
  por terremotos, 370
Litificação, **77**, *77, 135*, **136**
Litoral Nacional do Cabo Cod, 578-579
Litosfera, *14*, **16**
  condução de calor através da, *394-395*, 394-396
  destino da, 399, *399*, 398, 400
  e metamorfismo, *157-158*
  e quilhas cratônicas, 278-280
  e sistema do clima, 414-416
  e zona de baixa velocidade, 392
  formação da, 111-114, *113-115*
  placas da, 25
  reciclagem da, 48-50
Lixo nuclear
  disposição de, 668-669
  poluição da água do, 496-497
Lixo nuclear da Montanha Yucca
  repositório de, 668-669
Lixo radioativo
  armazenamento de, 74
  e política pública, 668-669
  e poluição da água, 496-497
Loess, *546-548*, **546-**549, *547-549*
Long Island, água subterrânea em, 490-493
Lua, 230*q*, 231, *232*
  e marés oceânicas, 566-568, *567-568*
  exploração da, *222*, 223-224
  formação da, 228, *228*
  história da, 232-233
  metamorfismo de impacto na, 158-159
Lustro, **72-73**, 72-73*q*, 74*q*
Luz, espectros da, 218
Lyell, Charles, 199

Maat Mons (Vênus), Vulcão, *236*
Madrepérola, lustro da, 72-73
*Magellan* [espaçonave], 235-236
Magma, **63**, 318, 319
  cristalização em, 95-96, 103-105
  formação de, 99-102, 318-319
Magnetita
  biomineralizada, 294-295, *295*, 296, 407-408
  densidade da, 72-74
  e magnetização remanente, 406
  em aluviões, 87-88
  em formações de ferro bandado, 302-303
  intemperismo da, *441-442*
  precipitação da, *295*
Magnetização
  do assoalho oceânico, 36-41, *38-40*, 406
  remanente deposicional, 406, *406*, **406**
  termorremanente, 36-39, *38*, 405, *405*, **405**-406
Maiandros, rio, 506-507
Malaquita como minério, *84-86*
Mamíferos, radiação dos, 309-310
Manganês
  e fontes hidrotermais, 588-590
  nódulos de, 590-591
Manto, *10*, **10**-11, *12, 14*
  composição do, 99-100
  e sismologia, *392*, 392-393
  estrutura do, 392-393
  fusão do, 110-113
  mistura no, 395-396, 398, 400
  mudanças mineralógicas no, com a profundidade, 72-74
  origem do, 229, *229*
  superior *vs*. inferior, 13
  variações laterais no, 396, 398, 400, *399*
  zona de transição do, 393
Manto inferior, 13, *392*, **393**
Manto superior, 13, **392**
Mantos [intemperismo], 441-442
Mantos de gelo, 600, *600, 601*. *Ver também* Geleiras continentais
*Mapa Geral dos Estratos da Inglaterra e País de Gales* (Smith), 203
Mapas
  de declive, *631*
  de perigos e riscos sísmicos, 372-373, *373-375*
  de sismicidade, 366, *367-368*
  do assoalho oceânico, 584-585, 587
  e imagens sísmicas, 179-180
  escalas de, 177-178
  geológicos, 176-180, 202-203
  topográficos, 630-631, *630*-635
Mapas de encostas, *631*
Mapas geológicos, **177-**180
  invenção dos, 202-203
Marcas onduladas, *131-133*, **131-**133, *132-133*, **518-519**, *519-520*
  na areia, 544-546, *544-546*
Maré de enchente, 567-568
Maré vazante, 567-568
Mares, 562. *Ver também* Oceanos
Marés, **566-**568, *567-568*
  e deltas, 521-522
Mares. *Ver* Mares lunares
Marés de quadratura, 566-567, *567-568*
Marés de sizígia, 566-567, *567-568*
Marés de tempestade, 568-569, *570-571*, 570-571, **570-**572
  e aquecimento global, 676
Mares lunares, *232*, 232-233
Margem de água salgada, 489

Margens ativas, **262-263**, *581-582*, **581-583**
Margens continentais, *581-582*, 581-**583**
  ambientes próximos, *129*, 130
  produção de petróleo e gás nas, 658-660
Margens de falhas transformantes, metamorfismo nas, 164-167
Margens divergentes, metamorfismo nas, 164-167
Margens passivas, **262-263**, *581-582*, **581-583**
Marianas, Ilhas
  como arco de ilhas, *35-36*, 333-335
  como margem ativa, 581-582, *581-582*
Marianas, Fossa das
  como limite convergente, *32*, 35-36
  e relevo da Terra, *8*
*Mariner*, Missões [espaçonave], 234, 240
Marmitas, **512, 514**, *515*
Mármore, *160-162*, **162-163**, 162-163*q*, *180-181*
Mármore de Carrara, 162-163
Marquette, Craig, *4*
*Mars Exploration Rovers* [espaçonave], 240, 242-248, 310-313, 541-542
*Mars Express* [espaçonave], 240, 245-246
*Mars Global Surveyor* [espaçonave], *231*, 241
*Mars Odyssey* [espaçonave], 240, 241, 245-246
*Mars Polar Lander* [espaçonave], 245-246
*Mars Reconnaisance Orbiter* [espaçonave], 240, 245-246
*Mars Science Laboratory* [espaçonave], 247-248
Marte, 230*q*, 231, *231*, *237*, 237-238
  estratificação cruzada em, 545-547
  exploração de, 224, 239-243
  meandros em, 506-507
  óxidos de ferro em, 237
  paleomagnetismo em, 407-408
  rios em, 506
  rochas sedimentares em, 238, 245-247, *246-247*, 310-311, *313*
  solos em, 450
  sulfatos em, 69, 237
  tempestades de poeira em, *240*, 541-542, *541-542*
  vida em, 310-313
Massa atômica, **59-60**
Matacões, 138, 138*q*
  em geleiras, 611-613
Matéria orgânica
  e diagênese, *135*
  e recursos energéticos, 141-142*q*, 147-148
  no ciclo do carbono, *429*, 430
  no solo, 450-451
Materiais amorfos, 58
Materiais consolidados, **453-454**, 453-454*q*, 455-456
Materiais cristalinos, 58
Materiais da encostas, 453-456, 453-454*q*, *455-456*
Materiais dúcteis, *180-181*, **180-181**
Materiais frágeis, *180-181*, **180-181**
Materiais inconsolidados, **453-454**, 453-454*q*, 455-456
  movimentos de massa de, *460*, 461-464
Materiais sintéticos, 58, 60-62
Materiais vítreos, 58
  falta de faces cristalinas em, 63
Mathews, D. H., 36-39
Matterhorn, 617-618, *617-618*
Matuyama, Época reversa de, *39-40*
Mauna Loa, Vulcão, *320*, 325, *326*
Máxima extensão glacial, 421-422
McPhee, John, 17
Meandros, 134, *134*, *504-507*, **506-**508, *507-508*
  encaixados, 506-507, *506-507*
  extraterrestres, 241, *241*
Mecanismos de falhamento, 365-366
Mediterrâneo, Mar
  como ambiente de evaporitos marinhos, *144-146*
  e oceano global, 562
Megaempurrões, 191-192, *191-192*
  terremotos de, 191-192, 368-369
  tsunâmis de, 191-192, 351, *371*, 378, *378*
Meia-vida, **210-211**, *210-211*
*Mélanges*, **168-**170, *169-170*
Merapi, Vulcão, *332-333*
Mercalli, Escala de intensidade de, 363, *364*, 364*q*
Mercalli, Giuseppe, 363
Mercalli modificada, Escala de intensidade de, 363, 364*q*
Mercúrio [elemento], minérios de, 84-85, *84-85*
Mercúrio [planeta], *226-227*, 230-231, 230*q*, *234*, 234-235
Mergulho, *177-178*, **177-178**
Mesas, *634-635*, **634-635**
*Mesosaurus* [réptil], 26, 27
*Messenger* [espaçonave], 235
Metabolismo, **289**-290
Metamorfismo de alta pressão, **158-159**
Metamorfismo de alta pressão e baixa temperatura, 79, *157-158*
Metamorfismo de alto grau, 154-155
Metamorfismo de baixo grau, 154-155, *157-158*, 158-159
Metamorfismo de contato, **78**, 79, 95-96, *157-158*, **158-159**, *164-167*
Metamorfismo de impacto, *157-158*, **158-159**
Metamorfismo de pressão ultra-alta, *157-158*, **158-159**
  e eclogito, 79
Metamorfismo de soterramento, *157-158*, **158-159**
Metamorfismo do assoalho oceânico, *157-158*, **158-159**
Metamorfismo regional, **78**, 79, *157-158*, **157-**159, *164-167*
Metano. *Ver também* Gás natural
  como gás de efeito estufa, 289-290, 415-417, 677
  depósitos de, 309-310, 432-434, 581-583, 663-664, 677
  e aquecimento global, 677
  e extinções em massa, 309-310
  e respiração, 289-290
  em testemunhos de gelo, *421-422*, 422-423
  extraterrestre, 248-249
Metassomatismo, **156-157**, *157-158*, 158-159
Meteoritos, *11*, **226-227**
  Allende, *310-311*
  aminoácidos em, 300-301
  camada de irídio de, 307-308, *307-308*
  e chuva ácida, 308-309
  e composição da Terra, 10, *11*
  e extinções em massa, 18-19, 210, 238, 307-309
  efeitos de, 239*q*
  idade de, 210-211
  taxa de bombardeio de, 15, 215, 233, *233*, 233-234, 238, 245-246
Meteorologia, 4, 483
Método científico, **2**-3
  e evolução, 299-300
  e geodésia, 7-8
  e tectônica de placas, 27-29, 50-52
México, Cidade do
  subsidência da, 489
  terremoto na, 374-379
México, Golfo do
  como bacia sedimentar, 120, 125-126, 186-188
  estratigrafia de sequências no, 217
  petróleo e produção no, 661, *661*
Mexilhão-zebra, *287*
Micas, *65*
  clivagem em, *70*, 70-71
  e cristalização fracionada, *102-103*
  e foliação, 159-161
  em rochas ígneas, 76, 77*q*, 97-98*q*, 98
  em rochas metamórficas, 77*q*, 79
Micaxisto e metamorfismo regional, *79*
Micróbios. *Ver também* Algas; Bactérias; Fungos
  como sedimentos orgânicos, 147-148
  diversidade de, 290-292, *292*
  e biomineralização, 294-296, *295-298*, 498-501
  e pavimento desértico, *542-543*
  e poluição da água, 496-497
  evolução de, 215, 216
  extremófilos, *284-285*, 292-295, *293*, 293*q*
  precipitação carbonática por, 141-142, 146
  precipitação de pirita por, 296
  precipitação ferrosa por, 147-148, 296
Microfósseis, **292**, 300-301, *301-302*
Microrganismos, **289-**299
Migliaccio, Ralph, 372-373
Migmatito, *159-161*, **160-162**, 162-163*q*
Migração e aquecimento global, 676-677
Miller, Stanley, 300-301
Milonitos, 189-190, *189-190*
Minas/mineração
  a céu aberto, 665
  diamante, 280-282, *281-282*, 329-330
  economia de, 82-84
  grau e massa de minério e, 82-84
  minas abertas, *84-86*
  por remoção das montanhas, 665-666, *666*
Minerais, 57-74, **58**. *Ver também minerais específicos*
  como recursos, 81-88
  e estrutura atômica da matéria, 59-60

e ligações químicas, 60-62
e reações químicas, 60-62
estrutura atômica de, 60-62
propriedades físicas dos, 69-74
Minerais anídricos, 69
Minerais formadores de rochas, 66-69, 77*q*
carbonatos, 67
em rochas ígneas, 76, 77*q*, 97-100, 97-98*q*, *98*
em rochas metamórficas, 77*q*, 78-79
em rochas sedimentares, 77-78, 77*q*
óxidos, 67-68
silicatos, 65-67
sulfatos, 68-69
sulfetos, 68
Minerais-índice, 163-164, *164-167*
Mineralogia, **58**
Minérios, **81-88**
depósitos de, 84-88, 156-157
formação de, 103-105
grau e massa de, 82-84
hidrotermais, 84-87, 332-333, 343-345, 498-501
mineração de. *Ver* Minas/mineração
óxidos como, 67-68, 81-82
sulfetos como, 68, 81-82
Miocena, Época, 210, *210*, *215*
Missão *Cassini-Huygens* [espaçonave], 248-249
Mississipi, rio, 482*q*
como ambiente aluvial, 127-128
delta do, 519-520, *519-520*, 521-522
depósitos de minérios no vale do, 85-87
diques naturais no, *508-509*, 509-510
e bacias sedimentares, 186-188
e processos sedimentares, 120, 123-126
enchente do, 507-510
loess no vale do, 547-549
meandros no, 506-508, *507-508*
planícies de inundação do, 509-510
transporte de sedimentos no, 516-517
vazão do, 524, 616-617
Mississipiano, Período. *Ver* Carbonífero, Período
Missões da *Apollo* [espaçonave], 223-224, 232, 233
Missões *Viking* [espaçonave], 240-241
Missoula, Lago, 614-617
Missouri, rio
e a expedição de Lewis e Clark, 505, 506, 509-510
e processos sedimentares, 125-126
Modelos científicos, 3
Modelos climáticos, **418-419**, *418-419*, 433-436, 581-582
Modelos gerais de circulação, 418-419, *418-419*
Moenkopi, Formação, 208, *209*
Mohorovicic (Moho), Descontinuidade de, *11*, 13, **389-390**
Mohorovicic, Andrija, 389-390
Mohs, Escala de dureza de, **69**, 70*q*
Mohs, Friedrich, 69
Mojave, Deserto, precipitação no, 549-551
Momentos sísmicos, 360-361, *362*
Monções, 478-479
Monmouth, Praia de, *576-577*, 576-578
Mont Pelée, Vulcão, 323-325
Montanhas. *Ver também montanhas específicas*
como formas de relevo, *634-635*, 634-635
isostasia e, 390-392
Montanhas da Lua (Uganda), 599, 600
Montanhas dos Alpes
cinturões de dobras e cavalgamento nas, 192-193
formação de, 267, 270, *267*, *270*
geleiras em, 617-618
Montanhas dos Andes
como limite convergente, *33-34*, 36-37
como margem ativa, *581-582*
depósitos de minério nas, 84-86
e adição magmática, 265-266
formação de, 266-267, 270
geleiras em, 601
magmas sob, 112-114, 321-322, 333-335
metamorfismo em, 157-158
sombra pluvial das, 601
Montanhas Rochosas, 260, 261
cinturões de dobras e cavalgamento, 192-193
encostas em, *639*, *641-642*
relevo nas, 633
Montanhas Rochosas, Parque Nacional das, detritos
fluxos nos, *463-465*
Monte Etna, Vulcão do, *326*, 327
Monte Pinatubo, Vulcão no, 323-324, 332-333, 341-342, 415-416, 540-541
Monte submarino Loihi, *586*
Montes submarinos, *584-587*, **585, 587**-590
Montículos de areia, *544-546*, 544-547
Monumentos, Vale dos, *446*, *634-635*
Morenas, *611-613*, **613-614**, 613-614*q*
Morenas de fundo, *611-613*, 613-614, 613-614*q*
Morenas laterais, *611-613*, 613-614*q*
Morenas médias, 613-614*q*
Morenas terminais, *611-613*, *613-614q*
Morfologia de plataformas bordejadas, 141-142, 146
Morfologia em rampa, 141-142, 146
Morgan, W. Jason, 50-51
Morley, L., 36-39
Mortes. *Ver* Fatalidades
Morto, Mar
e relevo da Terra, *632*, 633
micróbios no, 293
Moscovita, *65*, 67
clivagem na, 71
e cristalização fracionada, *102-103*
em rochas ígneas, 97-98*q*, *98*
em rochas metamórficas, 160-162, *164-165*
estabilidade da, 447*q*
Motores térmicos, 13-14, *14*
e metamorfismo, 154-155
e tectônica de placas, 15-16, 48-51
Movimentos absolutos de placas, 333-336
Movimentos de massa, **452-470**
classificação dos, 459, 461-467, *460*
e atividade humana, 452-454, *467-469*, 467-470
origens dos, 465-466, 468-470
perigos dos, 458-459, 461
submarinos, 581-584
Mudança ambiental
e a biosfera, 415-416
e evolução, 305-308
e extinções em massa, 299-300, 309-310
e o ciclo hidrológico, 478-479
Mudança climática, 218
e atividade humana, 431-432, *433-434*
e ciclo hidrológico, 478-479
e desertificação, 549-552
e desertos, 549-552
e dióxido de carbono, 442-443
e extinções, 18-19
e geleiras, 602-603
e glaciações, 617-622
efeitos da, 677-678
Mudança global, **672-679**. *Ver também* Chuva ácida; Aquecimento global; Esgotamento do ozônio estratosférico
e atividade humana, 672-679
Mudanças antropogênicas, 672
Mudanças de fase, **392-393**, 396, 398
Mudanças do nível do mar, 125-126, 203-204, 619-621
e água subterrânea, 490-491
e aquecimento global, 411, 676, *677*
e estratigrafia de sequências, 217
e glaciações, 415-416, 421-422, *421-422*, 528-529, 580-583, 619-621
e isostasia, 619-620
e tectônica de placas, 415-416
Murchison (Austrália), 300-301
Murchison, Meteorito de, 300-301

*Namacalathus* [eucarionte], *305-306*
Namíbia, Deserto da, *536-537*, *540-541*
Navajo, Arenito, 208, *209*
Nazca, Placa de, *31*, 36-37, 36-39
e adição magmática, 265-266
e terremotos de megaempurrão, 368-369
Nébula Eagle, *224-225*
Nébulas, 224-225
Nebulosa solar, *225-226*, **225-226**
Netuno, *226-227*, 232
Nêutrons, 59-60, *59-60*
Nevado, 602, *602*
Neve. *Ver também* Precipitação [da água]
e geleiras, 601-602, *603*
Newton, Isaac, 10, 566-567
Niágara, Cataratas do, 512, 514
Nilo, rio
delta do, 519-520
planícies de inundação do, 509-510
Níquel
depósitos de, 85-87, 257
em nódulos de manganês, 590-591
minérios de, 81-82
no núcleo, 393
Nitratos
e poluição da água, 496-497
precipitação de, 130-131, 147-148
Nitrogênio
atmosférico, 412-413
e datação isotópica, 211-212*q*, 214
Nível de base, **527-529**
mudanças no, 527-529, *528-529*
Nível do mar, 7
e o geoide, 400-401
Nível freático suspenso, *487*, 488

Núcleo, *10*, **10**-11, *147-148*
e sismologia, *387-388*, 387-389, 393
interno *vs*. externo, 12
origem do, 228-229, *229*
Núcleo externo, *12*, **12**, *14*
e geoterma, *395-396*, 396, 398, 400
e o geodínamo, 395-396, 398, 400, *403*, *402*, *404*
e sismologia, 386-387, *386-387*, 393
Núcleo interno, *12*, **12**, *14*
e geoterma, *395-396*, 395-397
e sismologia, *387-388*, 387-389, 393
Núcleos, 59-60, *59-60*
Nuclídeo-filho, 210-211, *210-211*, 211-212*q*
Nuclídeos-pais, 210-211, *210-211*, 211-212*q*
Número atômico, **59-60**
Nutrientes como insumo para a vida, 288

Oásis, 552-553
Obsidiana, **96-97**
textura da, 322-323
Oceano, fertilização do, 680-682
Oceano global, 562
Oceano Tethys, 45, 48, *46-47*
e reservas de petróleo, 661
fechamento do, 267, 270
Oceanografia, 4
e a grande reconstrução, 45, 48
Oceanos, 562. *Ver também Oceanos específicos*
correntes nos, *413-414*, 414-415
e aquecimento global, 676-678
e troca de gases ar-oceano, 430, *430*
formação dos, 229-230, *230*
história dos, 144-146, 217
química dos, 125-126
razões entre oxigênio e isótopos nos, 218, 421-422, *421-422*, 421-423
Oceanos magmáticos, 228
Ofiólitos, **109-**112, *112-114*
e orogenia, 267, 270, *267-269*, *272*
localização de, 169-170
metamorfismo dos, *167-168*, 169-170
Ogallala, Aquífero, 493-494
Ohio, rio, planícies de inundação do, 509-510
Old Faithful [gêiser], 330-332, *330-332*
Oldham, Robert, 11, 386-387
Óleo cru, **147-148**, 660. *Ver também* Petróleo
Oleoduto do Alasca, 616-617, *616-617*
Oligoceno, Época, *210*, *215*
Olivina, 65, *65*, 65*q*
como mineral, 58
cor da, 72-74
densidade da, 72-74
e cristalização fracionada, 102-103, *102-103*, 103-104, *103-104*
em rochas ígneas, 76, 77*q*, 97-98*q*, *98*
estabilidade da, 447*q*
mudanças de fase na, 392-393
no manto superior, 392
substituição catiônica na, 62
Olympus, Vulcão do monte (Marte), 237, *237*
Onda de recuo, *564*, 565
e balanço de areia, 573-575
Ondas, 386-390, 563-564, *564*
e deltas, 521-522
Ondas compressionais, 10, *358*, 359, **386**
Ondas de arrebentação, 564, *564*
Ondas de cisalhamento, 10, 12, *358*, 359, **386**
Ondas de superfície, *358*, **359**
Ondas P, *358*, **359**, 386
zonas de sombra de, *386-387*, 386-388
Ondas S, *358*, **359**, 386
zonas de sombra de, 386-387, *386-387*
Ondas sísmicas, **10**, 352, 386-390
curvas de deslocamento-tempo para, 359, *387-388*, 389-390
e câmaras magmáticas, 101-102, 110-112
e estratigrafia de sequências, 217, *217*
e estrutura da Terra, 99-100, 386-390, *386-388*
e mapas geológicos, 179-180
e sismologia, 359
e terremotos, 352, *355*
tipos de, *358*, 359
velocidades de, 386-387, *389-390*, 392, *392*, 393, 396, 398
Ondulações, 564, *564*
Ônibus espacial, 247-248
Opala, 72-73, 141-142*q*, 147-148, 498-501
*Opportunity* [espaçonave]. *Ver Mars Exploration Rovers* [espaçonave]
Ordoviciano, Período, *210*
glaciações durante, 620-621
Orientações preferenciais, 159-161
Orogenia, **266-267, 270**, 272
e tectônica compressiva, 191-193
Orogenia acadiana, 267-269, 272, *273*
Orogenia caledoniana, 267-269, 272, *273*
Orogenia de Allegheny, 267-269, 272, *273*
Orogenia grenvilliana, 270, 272
Orogenia herciniana, *273*, 270, 272
Orogenia taconiana, 267-269, 272, *273*
Orogenia variscana, 267-269, 272, *273*
Orógenos, **262-263**
Ortoclásio, *65*
e cristalização fracionada, *102-103*
e escala de dureza de Mohs, 70*q*
em granitos, *75*
em rochas ígneas, 97-98*q*, *98*
estabilidade do, 447*q*
Oscilação do Atlântico Norte, 420-421
Oscilação Meridional, 419-420, *420-421*
Oscilações climáticas, 419-421
Ostrom, Will, *4*
Ouro, *82-83*, 257
em aluviões, 87-88
em veios, 84-85, *84-85*
lustro do, 72-73
nativo, 81-83
"Ouro de tolo". *Ver* Pirita
Owens, Lago, dunas de areia no, *544-546*
Oxidação, 445, *446*
Óxidos, **65**, 65*q*, 67-68, *68*
e escala de dureza de Mohs, 70
Oxigênio
atmosférico, 412-413
e extinções em massa, 309-310
e fotossíntese, 289, *289*
e intemperismo, 445-446, *446*
e respiração, 289-290
evolução do oxigênio atmosférico, 18, 216, 230, 302-304
isótopos do, como paleotermômetros, 218, 421-422, *421-422*, 421-423
no núcleo, 393
Ozônio. *Ver também* Esgotamento do ozônio estratosférico
atmosférico, 412-414
como gás de efeito estufa, 416-417

Pacífico, Círculo de Fogo do, 29, *29*, 332-333, *333-334*
Pacífico, Oceano, perfil do, 585, 587-589, *587-589*
Pacífico, Placa do, 29, *30-31*, 42-45, 48
Pacífico Oriental, Dorsal do, 105-107
perfil da, *587-589*
taxa de expansão na, 39-40, 585, 587
Pahoehoe, 320, *320*
Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), 673
Paisagens
controle de, por geossistemas interativos, 639, 641-645
e formas de relevo, 633-639, 641-642
e topografia, elevação e relevo, 630-633
evolução de, 646-648
glaciais, 608-617
Paleocena, Época, *210*, *215*
fim da, 309-310
Paleoclima e reconstruções de movimentos de placas, 264-265
Paleocontinentes, 45, 48, *46-47*
Paleomagnetismo, 16-17, *405*, **405**-406, *406*
e estratigrafia, 228, 406
e evolução da paisagem, 647-648*q*
e reconstruções de movimento de placas, 45, 48, 218, 264-265, 270, 272, 405
Paleontologia, 202-204
e a grande reconstrução, 45, 48
Paleossolos, 452-453
Paleotermômetros, 218, *421-422*, 421-423, *422-423*
Paleozoica, Era, 205-206, *210*, 214, 215, 304-305
Pangeia, **26**, 42-45, 48
aglutinação de, 36-37, 45, 48, *46*, *273*
fragmentação de, 45, 48, *47*, 127-128, 267, 270, 405
tectônica durante a aglutinação de, 192-193, 267-269, 272, *273*, 274-275
tectônica durante a fragmentação de, 260
Pântanos. *Ver* Terras úmidas
Parque Nacional Acadia, *610-611*
Parque Nacional de Saguaro, inundações repentinas no, *552-553*
Parque Nacional Kluane, geleiras no, *596-596*
Partículas clásticas, 121-122
Paterson, Clair, 210-211
*Pathfinder* [espaçonave], 240, 241
Pavimento desértico, **542-544**, *542-544*
PCC. *Ver* Profundidade de compensação carbonática (PCC)
Pedimentos, *554-555*, **554-**556
Pedra-pomes, *96-97*, **96-97**, 322-323
como recurso, 343-345
como rocha, 75
textura da, 322-323
Pedregulho, *455-456*, 456-457

Pegmatitos, 85-87, **108-109**, *109-111*
Peixes e plataformas continentais, 581-583
Penck, Walther, 645-648
Penhascos estruturalmente controlados, 639, 641-642, *639, 641-642*
Pensilvaniano, Período. *Ver* Carbonífero, Período
Perda de hábitat e aquecimento global, 676-679
Perfis do solo, **450**-451, *451*
Perfis longitudinais, *527-528*, **527-**531
  e atividade humana, 528-530
  e clima, 529-530
Perfis sísmicos, 217, *217*, 388-390
Perfuração
  de poços, 480, 483, 485, 491, 497-499
  do mar profundo, 40-41, *40-41*, 110-112, 584-585, 587
  e mapas geológicos, 179-180
  em busca de petróleo, 656-657, 661, 663-664
Peridotito, *98*, **99-100**
  em chaminés kimberlíticas, 329-330
  em ofiolitos, *112-114*
  em quilhas cratônicas, 280-281
  fusão do, 110-114, *113-115*
  velocidades de ondas sísmicas em, 389-390
Perigos. *Ver também* Gestão de emergências
  de energia nuclear, 668-669
  de furacões, 568-569
  de movimentos de massa, 458-459, 461
Perigos sísmicos, **372-**380, *373-375*
  e política pública, 374-376, *374-376*, 379-382
Perigos vulcânicos, *339-340*, 339-345, *340-341*
  e política pública, 341, 344-345
Período interglacial, **420-421**
Período Siluriano, *210*
Períodos [movimento de ondas], 564, *564*
Períodos [tempo geológico], **205-206**, *210, 215*
Permafrost, **616-617**, *616-618*
  e aquecimento global, 676
  extraterrestre, 241
Permeabilidade, **485**, 485*q*
  e lei de Darcy, 490-493
Permiano, Período, 210, *210*
  extinções em massa no. *Ver* Extinções em massa
  fim do, 309-311, 337-339
  glaciações durante, 620-621, *621-622*
Perovskita, densidade da, 72-74
Peru-Chile, Fossa, 585, 587, *587-589*
Pesquisa científica, 2
Petróleo, Armadilhas de, *660*, **660**
Petróleo, Janelas do, **660**
Petróleo. *Ver também* Recursos
  e diagênese, *135*, 136
  e estratigrafia de sequências, 217
  e o ciclo do carbono, 288
  e o meio ambiente, 663-664, *663-664*
  e porosidade, *484*
  em domos, 186-188
  em plataformas continentais, 581-583
  em rochas sedimentares, 120, 126-127, 138, 141-142*q*
  exploração do, 136-137, 147-148, 184-185, 388-390
  formação do, 655-656, 658-660
  na economia dos combustíveis fósseis, 656-658
  produção e consumo de, *661-662*, 661-664
  produção e consumo futuro de, 662-663, *662-663*
  reservas de, 259, 655-657, 661-664, *661-662*
Petroquímicos, 662-663
*Phoenix* [espaçonave], 240, 245-246
Piedmont, Província de, 259, *259*
Pirita
  biomineralizada, 122-123, 296, *296*, 297-298
  como minério, 84-85, *84-85*
  como sulfeto, 65, 68, *68*
  no ciclo do enxofre, 296, *297-298*
Piroclastos, *96-97*, **96-97**, 322-323
Piroxênios, *65*, 67
  clivagem em, 71, *71*
  e cristalização fracionada, *102-103*, 103-104
  em rochas ígneas, 76, 77*q*, 97-98*q*, 98
  em rochas metamórficas, 77*q*, 79, *164-165*
  estabilidade dos, 447*q*
  intemperismo dos, *446*
Pisos, **181-182**
Placa Antártica, *30-31*
Placa Filipina, *30*
Placas, Limites de. *Ver* Limites convergentes; Limites divergentes; Limites de falha transformante
Plagioclásio, *65*
  e cristalização fracionada, 102-103, *103-104*
  em granitos, *75*
  em rochas ígneas, 97-98*q*, *98*
  em rochas metamórficas, 162-163, *164-165*
  estabilidade do, 447*q*
Planalto do Colorado, *256*, 260, 261
  e epirogenia, 276-277
Planalto Sul-Africano
  e epirogenia, 276-277
  e superplumas, *399*, 398, 400
Planaltos, *634-635*, **634-635**
Planaltos basálticos, 588-590
Planetas, 223-252. *Ver também planetas específicos*
  anões, **232**
  diversidade de, 230-232
  e formação da Terra, 226-230
  e missões a Marte, 239-243
  e missões além de Marte, 247-249
  e origem do sistema solar, 224-227
  superfícies dos, 232-239
Planetas exteriores, 226-227, *226-227*. *Ver também* Júpiter; Netuno; Plutão; Saturno; Urano
Planetas interiores, 225-226, *226-227*, 230*q*. *Ver também* Terra; Marte; Mercúrio [planeta]; Vênus
Planetas terrestres, **225-226**, *226-227*, 230*q*. *Ver também* Terra; Marte; Mercúrio [planeta]; Vênus
Planetesimais, *225-226*, **225-226**
Planícies abissais, **581-**584, *584-585, 587*, 588-590
Planícies Centrais, 257
Planícies costeiras, *256*, 258-259, *259*
Planícies de inundação, **506**, *506-507*, 508-511
  desenvolvimento em, 509-511
Planícies de lavagem, 613-614
Planícies de maré, *567-568*, **567-568**
  ambientes próximos a, *129*, 130
Planos axiais, 183-186, *183-186*
Plásticos, 662-663
Plataforma de Gelo de Amery, *607*
Plataforma de Gelo de Larsen, 608-610, *608-610*
Plataforma de Gelo de Ross, 600, *601*, 608-610
Plataformas carbonáticas, *141-143*, 141-142, 146
Plataformas continentais, **127-128**, *141-143*, 581-583, *583-585, 587*
  ambientes próximos a, *129*, 130
  e correntes de turbidez, 581-583
  e estrutura da América do Norte, 258-260
  e tectônica da América do Norte, *259*
  reservas de petróleo nas, 259
Plataformas de gelo, **600**, *601, 607*
  fragmentação das, 608-610, *608-610*, 674
Plataformas interiores, *256*, 257-259, *258-259*
Platte, rio, perfil longitudinal do, 527-528, *527-528*
*Playas*, **553-554**
Pleistocena, Época, *210, 215*
  idades do gelo na, 420-427, *421-422*, 431, 620-622
Pliocena, Época, 210, *210, 215*
Plumas do manto, *50-51*, **50-51**, 109-111, *111-113*, 113-115, **333-**336, *335-336*
  e calor interno, 393
  e frentes de pluma, *336-337*, 337-338
  extinções em massa e, 50-51
Plutão, *226-227*, 232
Plútons, **105-**108, *106-108*
Pó, **539**-541
  carregado pelo vento, 427-428, *540-541*, 540-542, *17*. *Ver também* Loess
Pó, rio, delta do, 521-522
Poços, 480, 483, 485. *Ver também* Perfuração; Petróleo
  artesianos, *487*, 488, *488*
  cones de depressão em torno de, 489, *489*, 489-491, *490-491*
  produção de, 491
Poços perfurados. *Ver* Perfuração
Poeira mineral, 541-542
Polaridade normal, *406*
Polaridade reversa, *406*
Polimorfos, **63**-64, *64*
Política. *Ver* Atividade humana
Política pública
  e aquecimento global, 419-420, 673-674
  e códigos de construção, 370, 374-376
  e combustíveis fósseis, 681-683
  e desenvolvimento da linha de costa, 575-578

e desenvolvimento sustentável, 681-683
e dióxido de carbono, 681-683
e enchentes, 509-511
e energia, 678-680
e gases de efeito estufa, 681-683
e limpeza de lixo radioativo, 668-669
e movimentos de massa, 459, 461
e mudança global, 672-679
e perigos sísmicos, *373-375*, 374-376, 379-382
e perigos vulcânicos, 341, 344-345
e recursos hídricos, 480
e terras úmidas, 483
Polos, magnéticos *vs*. rotacionais, 401-402, *403*
Poluição. *Ver também* Recuperação
da água, 494-499, *497-499*
de derramamentos de petróleo, 663-664
de praias, 575-576
e chuva ácida, 442-443
e o ciclo hidrológico, 480
em lagos, 531-532
Pontas de flecha, 96-97, 147-148
Pontos de congelamento. *Ver* Pontos de fusão
Pontos de fusão e conteúdo de sílica, 99-100
Pontos quentes, 50-51, *111-113*, 113-115, **333-**336, *335-336*, 585, 587-590
e calor interno, 393
e planaltos basálticos, 588-590
Pórfiro, *96-97*, **96-97**
Porfiroblastos, *162-163*, **162-163**, 162-163*q*
Porosidade, **136**
e água subterrânea, 483-485, *484*, 485*q*, *497-499*
Porosidade de fissura, 484
Porosidade intergranular, 484
Porosidade vacuolar, 484-485
Posicionamento astronômico, 40-42
Pós-praia, 573-575, *573-575*
Potássio e datação isotópica, 211-212*q*
Praias, **572-**576, *573-575*
e deltas, 521-522
erosão e deposição em, *575-576*, 576-580, *578-580*
preservação de, 575-578
Prata em veios, *84-85*
Precessão, 423-424, *423-424*
Precipitação [da água], *476-477*, **476-477**, *481*
e aquecimento global, 674-675
e o ciclo do carbono, *429*, 430-431
e transporte de água, 427-428
Precipitação [de minerais], 63-64, 125-126, 130-131, 147-148
por micróbios, 141-142, 146-148, 294-296
Precipitação pluviométrica, *481*. *Ver também* Precipitação [da água]
e aquecimento global, 674-675
e desertos, 547-551
e intemperismo, 441-442
e umidade, 478-479
monção, 478-479
Precipitados, **63**
Pressão
circundante, 180-181
e densidade de minerais, 72-74
e diagênese, 135-136
e fusão de rochas, 99-100*q*, 100
e metamorfismo, 154-155, *154-155*, 156-157
e mudanças de fase, 392-393
Pressão confinante, 155-156
Pressão direta, 155-156
Previsões
de erupções vulcânicas, 341-343
de terremotos, 378-381
de tsunâmis, 376-380, 378
Primatas, evolução dos, 309-310
Princípio da horizontalidade original, **201-202**
e história geológica, 193-194, *193-194*
Princípio da isostasia, 390-392
e altura de montanhas, 390-392
e controles de elevação, 644-645
e geleiras continentais, 600
e mudanças do nível do mar, 619-620, *619-620*
e profundidade oceânica, 390-392
Princípio da sucessão faunística, **202-203**
e extinções em massa, 210
Princípio da superposição, **201-202**
e falhas, 181-182
Princípio do uniformitarismo, **6**
Processos costeiros, 562-574
Processos de retroalimentação
em glaciações, 620-621
na evolução da paisagem, 639, 641-645
na formação de furacões, 568-570
na formação do solo, 441-442, 450
no efeito estufa, 416-419
Processos eólicos, **538**
Profundidade de compensação carbonática (PCC), *590-591*, **590-591**
Programa Internacional de Perfuração dos Fundos Oceânicos, 584-585, 587
Projeto de Perfuração do Mar Profundo, 584-585, 587
Projeto do Manto de Gelo da Groenlândia (GISP2), 422-423
Projeto do Testemunho de Gelo da Groenlândia (GRIP), 422-423
Propriedades físicas dos minerais, 69-74, 74*q*
Proteínas, 288, 289
e origem da vida, 300-301
Proterozoico, Éon, 215, *215*
glaciações durante, 620-621, *621-622*
Prótons, 59-60, *59-60*
Proust, Marcel, 681-683
Província de Bacias e Cristas, 260, *262-263*
depósitos de fluxos de cinzas na, 329-331
desenvolvimento da, 261
e epirogenia, 276-277
estilo de deformação na, 190-191
terremotos na, 369
Província de Vales e Cristas, 258-259, *259*
padrão de afloramento de dobras na, 640-641, *640-641*
Províncias tectônicas, **256**, 262-263, *263-264*
da América do Norte, 256-261
tipos de, *263-264*, 549-551
Puget Sound, marés em, 566-567
Pulsos
de tempestade, *570-571*, 570-572
glaciais, **603-604**
Quads, **656-657**
Qualidade da água, 494-499
e atividade humana, 494-499, *496-497*
Quartzarenitos, **139**, *140-141*
Quartzito, *160-162*, **160-162**, 162-163*q*
Quartzo, *56-57*, *65*, 67
clivagem no, 72-73
como mineral, 58
como polimorfo, 65
e cristalização fracionada, *102-103*
e escala de dureza de Mohs, 69-70, 70*q*
em granitos, *75*
em rochas ígneas, 76, 77*q*, 97-98*q*, *98*
em rochas metamórficas, 77*q*, 79
em rochas sedimentares, 77*q*, 78, 141-142*q*
em veios, *84-85*
estabilidade do, 447, 447*q*
faces cristalinas no, *63*
fosco, 541-542, *541-542*
hábito cristalino do, 72-74
intemperismo do, *441-442*
Quaternário, Período, 210, *210*, 214, *215*
Queda de rochas, 459, 461-462, *460*, *461-462*
Quedas d'água, *452-475*, 512, 514, *515*
e geleiras, 611-612, *611-612*
Quilhas cratônicas, **278-**282, *280-281*
composição das, 280-281
idade das, 281-282
Quimioautótrofos, 288*q*, **296**
Quimiofósseis, **301-**303

Rabaul, Vulcão, 342-343
Radar, 235, 631
Radiação [biológica], 304-308
de eucariotos, 304-308
de mamíferos, 309-310
Radiação [eletromagnética]. *Ver* Energia solar
Radiação [nuclear]. *Ver* Radioatividade
Radiação evolutiva, **304-**308
Rádio, 210-211
Radioatividade
como calor interno, 228, 276-278, 393
como motor térmico interno da Terra, 14, *14*
descoberta da, 210-211
e idade absoluta, 200-201, 210-214
em granitos, 72-74
Radiolários, 590-591
Rainier, Monte
como vulcão, *111-113*, 327, 341, 344-341-342
fendas no, *606*
Raios cósmicos e datação de paisagem, 647-648*q*, 648
Raízes de árvores e intemperismo, 447
Rastejamento, *460*, **461-463**, *463-464*
Raven, Peter, 678-679
Ravinas, 512, 514, *512*, *514*, *637*
Reações químicas, 60-62
ligação de, em ciclos geoquímicos, 427-428
Reajuste isostático. *Ver também* Princípio da isostasia
e elevação, 390-391, 644-645, *644-645*
e glaciações, 397, *397*

Recarga, **486**, *486-487*
artificial, 492-493
do aquífero Ogallala, 493-494
e recuperação, 496-497
equilíbrio com vazão, 488-491
Recifes, *141-143, 146*, **141**-144, *563*
ambientes próximos a, *129*, 130
e atóis, 142-145
e plataformas continentais, 588-590
Recuperação, 496-497. *Ver também* Poluição
Recuperação isostática glacial, **276-**277
e isostasia, 397, *397*
Recursos, 654-655. *Ver também* Energia alternativa; Combustíveis fósseis; Minérios
de combustíveis fósseis, 658-667
de metano, 309-310, 581-583
de nódulos de manganês, 590-591
e estratigrafia de sequências, 217
em rochas sedimentares, 120, 126-127
exploração sísmica de, 388-390
geotérmicos, 343-345, *343-345*, 498-501, 672
minerais como, 81-88
Recursos hídricos
de aquíferos, 490-493, *492-493*, 493-494
e política pública, 480
Recursos não renováveis, **654-655**
Recursos naturais, **654-655**
Recursos renováveis, **654-655**
*Red beds*, *302-303*, **302-**304
Redemoinhos extraterrestres, 541-542, *541-542*
Redes de drenagem, 511-512, *511-512*
Reentrâncias e pontais, **578-579**, *580*
Reflexão, 386, *386*
de ondas sísmicas, *386-387*, 387-388
Reflorestamento, 680
Refração, *386*, 386-388
de onda, *565*, 565-567
de ondas sísmicas, 386-388, *386-387*
Refúgio Nacional da Vida Selvagem do Ártico,
perfuração de petróleo no, 663-664
Regimes de fluxo. *Ver* Fluxo laminar; Fluxo plástico; Fluxo turbulento
Registro geológico, **5**-6, *18-19*
Reid, Henry Fielding, 352
Rejeito, **354**
Rejeito, falha de, 181-182
Rejuvenescimento, **261**
Relações de seccionamento, 95-96, *95-96*, 205-206, 208, *209*
e idade relativa, *207*
na Lua, 232
Relevo, **631**-632, *633*
Relevo cárstico, **494-**496, *494-496*
Relevo de canal tributário, 632, *632*
Relevo de vertente, 632, *632*
Relevo do canal principal, 632, *632*
Reno, Vale do
como limite divergente, 34-35
estilo de deformação no, 190-191
Represas, 482, *483*. *Ver também* Reservatórios
deposição atrás de, 518-519
e deltas, 521-522
e perfis longitudinais, 528-529, *529-530*
hidrelétricas, 671
Reservas, **654-655**
de carvão, 655-657
de gás natural, 655-657
de petróleo, 259, 655-657, 661-664, *661-662*
de urânio, 668
Reservatórios, 476-479
de calor, 671-672
de petróleo e gás natural, 660-661
deposição em, 518-519
geoquímicos, **426-427**
tempo de residência em, 426-428, 476
Resfriamento global e vulcanismo, 332-333, 415-416
Resistência de rochas, 352
Respiração, **289-290**, 289-290*q*
e o ciclo do carbono, *429*, 430
Retroalimentação negativa, **417-**419, 645-646. *Ver também* Processos de retroalimentação
Retroalimentação positiva, **417-418**, 441-442, 645-646. *Ver também* Processos de retroalimentação
Reversões magnéticas, 17, 36-39, 351-352, *402, 404*, 405-406
Rhône, rio, delta do, 521-522
Richards, Mark, 400-401
Richter, Charles, 360
Rio Amazonas, 482*q*
delta do, 519-520
e escoamento superficial, 482
Rio Eufrates, planícies de inundação do, 509-510
Rio Grande como bacia rifte, 126-128
Rio La Plata, 482*q*
Rio, Menderes, 506-507
Riólito, **98**
composição do, *98*
textura do, *96-97*
Rios, 482*q*, **506**. *Ver também* Correntes; *nomes específicos de rios*
Rios antecedentes, **511-512**, *513*
Rios efluentes, 486
Rios em equilíbrio, **528-**530
Rios entrelaçados, **507-**509, *508-509*
Rios influentes, 486
Rios superimpostos, **511-512**, *515*
Riscos sísmicos, **372-**380
Rocha encaixante, **96-97**, *106-109*
Rocha *moutonée*, 610-611, *610-611*
Rocha-matriz, metamorfismo da, *164-165*, 164-167
Rochas, **74**-88, *75*
evidência de vida em, 303-305
movimentos de massa de, 459, 461-463
propriedades das, 74-76
Rochas carbonáticas, *138*, **140-**145, 141-142*q*
Rochas evaporíticas, 141-142*q*, **143-**148
Rochas félsicas, 96-97, 97-98*q*, **98**, *98*
e cristalização fracionada, 102-103
velocidades de ondas sísmicas em, 389-390
Rochas foliadas, **159-**162, 162-163*q*
Rochas granoblásticas, *160-162*, **160-162**, 162-163*q*
Rochas ígneas, 75-76, 94-116
classificação de, 94-100
comportamento de deformação de, 180-181
e água subterrânea, 484
e diferenciação magmática, 101-104
e formação de magmas, 99-102
e intrusões magmáticas, 105-111
e tectônica de placas, 109-115, *110-113*
minerais em, 76, 77*q*, 97-100, 97-98*q*, 98
Rochas ígneas extrusivas, 76, 77, **96-97**, *96-98*
Rochas ígneas intermediárias, *98*, **98**-100
e cristalização fracionada, *102-103*
Rochas ígneas intrusivas, 76, 77, **96-97**, *98*, *109-111*
Rochas maciças, 447
Rochas máficas, 96-97, 97-98*q*, *98*, **99-100**
e cristalização fracionada, *102-103*
velocidades de ondas sísmicas em, 389-390
Rochas metamórficas, **76**, *76*, 78-79, 153-172
classificação de, 157-163, 162-163*q*
comportamento de deformação de, 180-181
e água subterrânea, 485
e grau metamórfico, 164-167
e idade tectônica, 263-265
e o sistema Terra, 154-155
e tectônica de placas, 155-156, 164-171
e texturas metamórficas, 159-163
formação de, 154-158
minerais em, 77*q*, 79
porosidade e permeabilidade de, 485*q*
Rochas piroclásticas, 96-97
Rochas sedimentares, *76*-78, 119-151
classificação de rochas sedimentares biológicas, 140-145, 141-142*q*
classificação de rochas sedimentares químicas, 141-142*q*, 143-148
classificação de rochas sedimentares siliciclásticas, 137-141, 138*q*
comportamento de deformação de, 181-182
e ambientes de sedimentação, 127-131
e bacias sedimentares, 126-128
e diagênese, 135-136
e estruturas sedimentares, 131-134
e tectônica de placas, 120, *126-127*
extraterrestres, 238, 244-246, *246-247*, 310-311, *313*
formação de, 120-126
minerais em, 77-78, 77*q*, 85-88
Rochas sedimentares orgânicas, 141-142*q*, **147-148**
Rochas ultramáficas, *98*, **99-100**
e cristalização fracionada, *102-103*
velocidades de ondas sísmicas em, 389-390
Rodínia, **45, 48**, *46*, 405
aglutinação de, 267-269, 272, *273*
Rubídio
decaimento radioativo do, 210-211, *210-211*
e datação isotópica, 211-212*q* 214
Rubis, 72-74, *72-74*
Ruiz, Vulcão no Nevado del, 36-37, 340-341
Rutherford, Ernest, 210-211

Saara, Deserto do
desertificação próxima ao, 549-552
dunas no, 553-554

poeira eólica do, 540-541
precipitação no, 549-551
secas no, 479
Safiras, 72-74, *72-74*
Saint-Michel, Monte, *567-568*
Sal. *Ver também* Halita
como composto químico, 60-62
depósitos de, 144-146
Salgueirinha-roxa, *287*
Salinidade, **125-126**
e água subterrânea, 489-491, *490-491*
e ambientes evaporíticos, 144-146
Saltação, *516-517*, **516-517**
em ventos, 543-545
Salto del Ángel, *452-475*
Salton Trough, temperatura sob o, 105-107
San Juan, rio, *506-507*
Santa Helena, Vulcão no Monte
como estratovulcão, 327
domo vulcânico no, *326*
erupção do, 36-37, 321, *321*, 340-341
previsão de erupção do, 341-342
Santo André, Falha de
como falha dextral, 181-182
como limite transformante, *33-34*, *36-37*, 36-39
como sistema de falhamento, *192-193*, 369, *369*
deslocamento ao longo da, 181-182, *181-182*
rastejamento ao longo da, 366
tectônica ao longo da, 192-194
terremotos ao longo da, 352, 369
texturas de deformação na, 189-190
Santorini, Vulcão 338-339
São Gabriel, Montanhas, 369
São Joaquin, Vale de, subsidência do, 489
São Luis, Vale de, *542-543*
Satélites. *Ver também* Espaçonave
e dados do sistema Terra, 14
e forma da Terra, 400-401, *400-401*
e geleiras, 606, 608-610
e mapas topográficos, 630-631
e mapeamento do assoalho oceânico, *586*, 584-585, 587
Saturação, 447
Saturação [de materiais de encosta], 453-454, *455*
Saturação [de reservatórios], 426-427
Saturação [de soluções], 63
e precipitação, 63-64, 125-126
e umidade, 478-479
em ambientes evaporíticos, 144-146
Saturno, *226-227*, 232, *248-249*
e Bombardeio Pesado Tardio, 233
exploração de, 248-249
Saúde e doenças de poeira mineral, 74, 665
Schmitt, Harrison ("Jack"), *222*
Secas, **478-479**
e aquecimento global, 674-675, *675*
Secções transversais geológicas, *178*, **179-180**
Sedimentação. *Ver* Deposição
Sedimentos, **76**-78
em desertos, 553-554
tipos de, 121-123, *122-123*, 122-123*q*
transporte fluvial de, 123-124, *123-124*, 506, 516-519
Sedimentos aluviais, 553-554, *553-554*
e arenitos, *139*
Sedimentos bioclásticos, **122-123**
Sedimentos biológicos, **77**, **122-123**, 140-145, 141-142*q*, 147-148
Sedimentos carbonáticos, **140-145**, 141-142*q*
Sedimentos siliciclásticos, **77**-78, **121-122**
classificação dos, 137-141, 138*q*
Sedimentos eólicos, 553-554. *Ver também* Dunas
Sedimentos evaporíticos, 141-142*q*, **143-148**, 553-554
Sedimentos marinhos profundos, 112-114, *113-115*
metamorfismo dos, *167-168*, 169-170
Sedimentos pelágicos, **588-590**
Sedimentos químicos, **77**, **122-123**, 141-142*q*, 143-148
Sedimentos terrígenos, **130-131**
Seitz, Gordon, *379-380*
Seixos, 138, 138*q*
abrasão de, 139
em geleiras, 611-613
Seleção, *124-125*, **124-125**
em arenitos, 139
por geleiras, 611-613
Seleção natural, **305-307**
Sena, rio, planícies de inundação, 509-510
Sensoriamento remoto
da crosta oceânica, 109-111, 583-585, *584-585*
da magnetização do fundo oceânico, 39-41
de mudança do nível do mar, 581-582
de planetas, 239-243
do clima, *411*
Sequências de camadas, **132-134**, *134*
Sequestro de carbono, **680**
Shark Bay (Austrália), estromatólitos em, *298-299*
Shoemaker, Eugene, *233*
Shuiba, Formação, *141-142*, *146*
Siderita em rochas sedimentares, 141-142*q*
Sierra Nevada, 260, 261
e adição magmática, 265-266
metamorfismo na, 169-170
*till* na, *611-613*
veios de ouro na, 87-88
Sílex, *141-142*, 141-142*q*, **147-148**
e vasa silicosa, 590-591
em formações de ferro bandado, 302-303
Sílica. *Ver também* Quartzo
em rochas ígneas, 97-98, 319
em sedimentos bioclásticos, 122-123
polimorfos da, 65, 158-159
Silicatos, **65**, *65*, 65*q*, 66-67
e escala de dureza de Mohs, 69-70, 70*q*
intemperismo dos, 430-431
Silimanita
como mineral-índice, 163-164, *164-167*
em rochas metamórficas, 154-155
Silly Putty, 180-181
Silte, 138*q*, **140-141**
e dispersão de massa, 455-456
em deltas, 519-520
porosidade e permeabilidade de, 485*q*
Siltito, *138*, 138*q*, **140-141**
Silvita, como haleto, 65
Simulações por computador
de enchentes, 525-526
de geodínamo, *402*, *404*, 402, 404-405
de sistemas climáticos, 15, *418-419*, 418-420
Sinclinais, *183-186*, **183-186**, *184-187*
e formas de relevo, 640-641, *640-641*
Sismógrafos, 10, **357**-359, *360-361*
e localização de epicentros, *360-361*
e velocidades de ondas sísmicas, 386-387, *387-388*
ondas refletidas e, 387-389
Sistema de Posicionamento Global (GPS), *41-42*, 41-43
e evolução da paisagem, 647-648
e terremotos silenciosos, 366
Sistema do clima, **15**, 411-437, 412, *412-413*
como sistema auto-organizado, 405
componentes do, 412-416
datação do, 214-215
e aquecimento do século XX, 433-436
e atividade humana, 415-416, 677-678
e glaciações, 617-622
e o ciclo do carbono, 426-432, *444*
e o efeito estufa, 416-420
e paisagens, *642-643*, 642-644
e solos, 450
e tectônica de placas, 170-171
retroalimentações no, 416-419, 568-570, 620-621
variabilidade no, 419-427, 433-436
Sistema do geodínamo, 16-17, *17*
Sistema solar, *226-227*
idade do, 210-211, 226-227
origem do, 224-227, *225-226*
zona habitável do, 311-312, *311-312*
Sistema Terra, 1-22, *13*, **14**, *14*
componentes interativos do, 13-17
datação do, 216-218
e forma e superfície da Terra, 7-9
e interior da Terra, 9-13
e o método científico, 2-3
e o registro geológico, 5-6
e tempo geológico, 17-19
em rochas metamórficas, 154-155
Sistemas, 13-17. *Ver também* Geossistemas; *sistemas específicos*
Sistemas abertos, *13*, 15
Sistemas auto-organizados, 405
Sistemas de condutos hidrotermais, 330-335
micróbios em, 293
minérios em, 343-345
origem da vida em, 301-302, *301-302*
Sistemas de falhamento, *368-369*, 368-369
Sklodowska Curie, Marie, 210-211
Skykomish, rio, inundação do, 525-526, *525-526*
Smith, William, 202-203
Sociedade, Ilhas, ponto quente da pluma mantélica sob, 333-335
Sódio, tempo de residência do, 427-428
Soerguimento e erosão, 643-645, *644-645*, 645-648
Soerguimento pós-glacial. *Ver* Recuperação isostática glacial; Princípio da isostasia
*Sojourner* [espaçonave], 240

Sol, *226-227*. *Ver também* Energia solar
e marés oceânicas, 566-568, *567-568*
formação do, 225-226, *225-226*
radiação do, 416-417, *416-417*
Soleiras, **106-109**, *108-109*, 205-206
Solifluxão, 461-463
Solos, 441-442, **450-453**, *451*, 452*q*
como geossistemas, 450-451
dióxido de carbono nos, 445
e intemperismo, 441-442, 444, 445, 450-453
e previsão de terremotos, 379-380
no loess, 547-549
vulcânicos, 343-345
Solos vermelhos, 446
Solubilidade, 447
Soluções, 63
hidrotermais, **84-85**
saturadas. *Ver* Saturação [de soluções]
Sombras de vento, 544-546, *544-546*
Sombras pluviais, 414-415, **478-479**, *479*, 643-644
e loess, 547-549
Sonar na amostragem do assoalho oceânico, 583-584, *584-585*
Sopa pré-biótica, 300-301
Sopé de montanhas, 529-530
Soterramento
e o ciclo das rochas, *120-121*, 121-122
e rochas sedimentares, 135
South Platte, rio, perfil longitudinal do, 527-528, *527-528*
*Spirit* [espaçonave]. *Ver Mars Exploration Rovers* [espaçonave]
St. Lawrence, rio, planícies de inundação do, 509-510
Steno, Nicolaus, 200-201, *201-202*
Stishovita, 158-159
*Stocks*, **106-108**, *108-109*
*Stoping*, 105-108, *106-108*
*Stoping* magmático, 105-108, *106-108*
Subducção, **35-36**
Sublimação, 476-477, 602, *603*
Submersíveis, 583-585, 587, *584-585*
Subplaca Somaliana, *30*
Subsidência, **126-127**
de bombeamento de água subterrânea, 489, *489*, 492-494, 521-522
Subsistemas, 13-17
Substituição catiônica, 62
Substrato rochoso, erosão do, 638-640
Sucessão estratigráfica, **201-202**
Sucessão faunística. *Ver* Princípio da sucessão faunística
Suess, Eduard, 26, 257
Sulfatos, **65**, 65*q*, 68-69, *69*
em sedimentos bioclásticos, 122-123, 144-146
extraterrestres, 69, 245-247
Sulfeto de hidrogênio
e micróbios, 296
e qualidade da água, 497-498
e respiração, 289-290
Sulfetos, **65**, 65*q*, 68, I
e água ácida, 294-295
e escala de dureza de Mohs, 70
lustro dos, 72-73
Sumidouros de carbono, 432-434, 677
Supai, Grupo, 208, *209*
Superfícies freáticas, 485-486, *486-487*
suspensa, 488
Superplumas, *399*, 398, 400
Superposição. *Ver* Princípio da superposição
Suturas, **169-170**

Tabela periódica, 59-60
Tabuliformes, 634-635
Taiti, ponto quente da pluma mantélica sob o, 333-335
Talco e escala de dureza de Mohs, 69, 70*q*
Taludes continentais, **581-582**, *583-584*, 584-585, 587, *584-585, 587*
ambientes próximos, *129*, 130
Tálus, *455-456*, **456-457**, 554-555, *554-555*
Tamanho de partículas
e seleção, 124-125, *124-125*
em rochas sedimentares, 137-138, 138*q*
Tamanho do cristal, 95-96
Tamanhos
de íons, *62*
de partículas sedimentares, 137-138, 138*q*
de partículas suspensas, 516-519, *60-62*
Tambura, Vulcão no Monte, 332-333
Tâmisa, rio, planícies de inundação do, 509-510
Tapeats, Arenito, 208, *209*
Tapetes microbianos, *295*, **296**-299, *298-299*
Taxas de dissolução, 447
Taxas de expansão, 39-40
Tectônica, 26
e deltas, 521-522
e estabilidade, 256
e estilo de deformação, *190-191*, 191-193
e mecanismos de falhamento, 365-366
e paisagens, 633-639, 641-642
Tectônica de flocos, *236*, **237**
Tectônica de placas, 15-**16**, 25-54, **29**. *Ver também* Deriva continental; Expansão do assoalho oceânico
como sistema auto-organizado, 405
descoberta da, 26-29
e a grande reconstrução, 42-45, 48
e atóis, 143-145
e bacias oceânicas, 562
e Baixa Califórnia, 42-45, 48
e calor interno, 393
e clima, 170-171
e convecção mantélica, 48-51, 395-396
e desertos, 549-551
e evolução continental, 264-265
e mudança do nível do mar, 415-416
e o ciclo das rochas, 79-82
e o método científico, 27-29, 50-52
e paisagens, 629, 643-645, *644-645*
e rochas ígneas, 109-115, *110*-113
e rochas metamórficas, 155-156, 164-171
e rochas sedimentares, 120, 126-127
e terremotos, 366, *367-368*, 368-369
e vulcanismo, 332-338, *333-334*
limites de placas e, 29-39
movimento da, 36-43, 333-336
Tektitos, 158-159
Temperatura. *Ver também* Geotermômetros; Paleotermômetros
e clima, 412*q*, 412-413
e cristalização, 99-100
e densidade de minerais, 72-74
e diagênese, 135-136
e fusão de rochas, 99-100, 99-100*q*
e intemperismo, 441-442
e magnetização, 405
e metamorfismo, 154-155, *154-155*
interna, 394-398, 400, *395-396*
substitutos para, 218, 421-422, *422-423*
Tempestades de poeira extraterrestres, *240*, 541-542, *541-542*
Tempestades tropicais, 569-570
Temple Butte, Calcário, 208, *209*
Tempo, 15. *Ver também* Clima
modelos climáticos, 418-420
Tempo. *Ver também* Idade; Datação; Tempo geológico
e intemperismo, 441-442
e paisagens, 646-648
e solos, 450
Tempo de origem, 359
Tempo geológico, 199-220
e estratigrafia, 200-206
e idade absoluta, 214-215
e idade relativa, 205-210
e o sistema Terra, 216-218
e relógios isotópicos, 210-214
Tempo Pré-Cambriano, 210, 214
fósseis do, 300-301, *301-302*, 305-307, *305-307*
glaciações durante, 620-622
Tempos de residência, **426-427**, 476
Tensão, **155-156**, 352
e previsão de terremotos, 379-380
Tensão diferencial, 155-156
Tensão superficial, 455, *455*
e água subterrânea, 486
e coesão, *518-519*
Teoria do rebote elástico, **352**-354
e previsão de terremotos, 380-381
Teorias, 2
Terciário, Período, 210, *210, 215*
Termófilos, *284-285*, 293, *293*, 293*q*
Terra, *1, 226-227, 230q*
circunferência da, 8-9, *9*
composição da, 13
densidade da, 10
forma da, 400-401, *400-401*
formação da, 229-230
idade da, 1, 6, 18
origem da, 18
superfície da, 238-239, 239*q*
temperatura na, 101-102, 135
topografia da, 7-8, *8*, *231*
variações orbitais da, 422-425, *423-424*
Terra, interior da, 9-13, *12*, *14*, 99-100
calor e temperatura do, 394-398, 400
camadas e composição do, 389-393
campo magnético e geodínamo do, 398, 400-408
e estrutura do manto, 396, 398, 400
Terra como Bola de Neve, hipótese da, 620-622, *621-622*
Terraços, **529-531**, *531-532, 628-629*
Terraços de abrasão marinha, *578-579*, **578-579**, 581-582
e mudança do nível do mar, 581-582
Terraços de maré, 572-575, *573-575*
Terraços fluviais, 639-640

Terras altas lunares, *232*, 232-233
Terras úmidas
e camadas de carvão, 663-665
e canalização, 507-508
e chuva ácida, 442-443
e deltas, 521-522
e escoamento superficial, 483, *483*
e política pública, 483
Terremoto de Bam (Irã), 370
Terremoto de Bhuj (Índia), 368-370
Terremoto de Cape Ann, 368-369
Terremoto de Charleston, 368-369
Terremoto de El Salvador, 370
Terremoto de Fairview Peak, *183-184*
Terremoto de Haicheng, 379-381
Terremoto de Hector Mine, 369
Terremoto de Izmit (Turquia), 370
Terremoto de Kanto, 372-373
Terremoto de Kobe, 370, *370*
Terremoto de Landers, 369
Terremoto de Loma Prieta, 369, 370
Terremoto de Northridge, 192-193, 369, *369*
Terremoto de Nova Madrid, 364, *364*, 368-369
Terremoto de São Fernando, 369
e códigos de construção, 374-376
Terremoto de São Francisco, 36-37, 351, *352*
e Falha de Santo André, 352
incêndios do, 372-373
Terremoto de Spitak (Armênia), 370
Terremoto de Sumatra, 191-192, 351, 368-369
tsunâmi do, 378, *378*
Terremoto de Tangshan, 370
Terremoto do Chile, 368-369
tsunâmis do, 371
Terremoto do Tadjiquistão, *463-465*
Terremoto na Indonésia. *Ver* Terremoto de Sumatra
Terremoto na província de Kansu, 370
Terremoto no Alasca, 368-370, 372-373
liquefação do solo durante, 458-459, 461, *459, 461*
tsunâmis do, 371-373
Terremotos, *350-382*, 351-382, **352**. *Ver também* Ondas sísmicas; Tsunâmis; *terremotos específicos*
controle de, 362-363
destruição de, 369-370
e deformação frágil, 190-191
e erupções vulcânicas, 341-342
e megaempurrões, 191-192, 368-369
e movimentos de massa, 458-459, 461, *459, 461*
e o interior da Terra, 10
e orogenia, *267, 270*
e padrões de falha, 366-369
e reciclagem de placas, 48-50
e tectônica de placas, 366-369, *367-368*, 368-369
e tsunâmis, 36-37, 191-192, 351, *371*, 378, *378*
em limites convergentes, 36-37, 366, *367-368*
em limites de falha transformante, 36-39, 366, *367-368*
em limites divergentes, 34-35, 366, *367-368*
estudo de, 357-366
explicação de, 176, 352-356
históricos, 200
no Anel de Fogo do Pacífico, 29, *29*
passos de segurança para, 374-377
previsão de, 369, 376-380
procedimentos de segurança para, 376-379
resposta de emergência para, 374-379
sistemas de aviso precoce de, 374-379
tamanhos de, 360-364
tempo de origem dos, 359
Terremotos de foco profundo, *367-368*, 368-369
Terremotos de Kashmir, *371*
Terremotos intraplacas, 368-369
Terremotos na falha alpina, 366
Terremotos no Peru, 370, *465-466*, 465-467
Terremotos silenciosos, 366
Terrenos acrescidos, 265-**266**, 268, *265, 268-266*, 269
Terrenos de alto grau metamórfico, **278-281**, *280-281*
Terrenos exóticos, 265-269, *265-269*
Terrenos granito-*greenstone*, **278-280**, *280-281*
Teste ácido, 69, *69*
Testemunhos de gelo, 421-423, *422-423*
como substitutos climáticos, 433-435
Tetos, **181-182**
Tetraedros. *Ver* Sílica
Textura cataclástica, 189-190
Texturas, **75**
de deformação, 189-190, *189-190*
de rochas ígneas, *94*, 94-97, *96-97*, 322-323, *322-323*
de rochas metamórficas, 159-163, *159-163*, 162-163*q*
Tharp, Marie, 28, *28*
Thera, Vulcão de, 338-339
Thoreau, Henry David, 578-579
Three Mile Island, Acidente de, 668
Tibete, Planalto do
como forma de relevo, *634-635*, 634-635
como limite convergente, *33-34*, 36-37
e glaciações, 431, 645-646
e isostasia, 392
e relevo da Terra, *632*, 633
formação do, 267, 270, *267, 270*
permafrost no, 616-617, *617-618*
retroalimentações na formação do, 645-646
Tibre, rio, planícies de inundação do, 509-510
Tien Shan, Montanhas
deslizamentos de detritos nas, *465-467*
formação das, *267, 270*
Tigre, rio, planícies de inundação do, 509-510
Tilitos, **620-621**
*Till*, *611-613*, **613-614**, *614-615*
represas de, 614-616
Tinto, rio, (Espanha), águas ácidas no, 294-295
Titã [lua], 248-249, *248-249*
Tomografia sísmica, **396, 398**-398, 400, *399*
Tonga, Fossa de, 587-589, *587-589*
Topázio e escala de dureza de Mohs, 70, 70*q*
Topografia, **7**, 8, *630*, **630**-633
cárstica, 494-496, *494-496*
de superfícies freáticas, 485-486
do assoalho oceânico, 394-395, *394-395*
e sistema do clima, 414-416, 642-644
e solos, 450
Traços de falhamento, 181-182
Trajetória progressiva, 166-168, *166-168*
Trajetória retrogressiva, 166-168, *166-168, 167-168*
Trajetórias P-T, *166-168*, **166-**171
Trajetórias P-T metamórficas, 166-168, *166-168*, 169-171
Transferência de elétrons, *60-61*, **60-61**
Transformações, 450, *451*
Translocações, 450, *451*
Transpiração, 476-477
Transporte
e o ciclo das rochas, 120-121, *121-122*
e rochas sedimentares, 123-126
em ciclos geoquímicos, 427-429, *427-429*
por rios, 516-519
por ventos, *539*, 539-543, *540-541*
Transporte de calor. *Ver também* Convecção do núcleo; Calor interno; Convecção mantélica
interior, 394-396
no sistema do clima, 412, *413-414*, 414-415
por condução, *394-395*, 394-396
*Traps* siberianos, *337-338*, 337-339
Travertino, mármore de 498-501, *498-501*
Três Gargantas, Barragem das, 671
Triássico, Período, *210*
Tributário, **511-512**
Trilobitas, *198-199*, 208, *305-306*
Troca de gases ar-oceano, 430, *430*
Troposfera, *412-413*, **412-413**
Tsunâmi de Banda Ache, 378, *378*
Tsunâmi de Papua-Nova Guiné, 376-380
Tsunâmi do Pacífico, Centro de Aviso de, 376-379
Tsunâmis, 36-37, **370**-371, *371*
de terremotos de megaempurrão, 191-192, 351, 371, *371*, 372-373, 378, *378*
e meteoritos, 307-308
e vulcões, 322, 339-341
previsão de, 376-380
Tufo, **324**, *323-324*
Tufões, 568-569. *Ver também* Furacões
Turbiditos, 131-133, 581-583, *583-584*
Turfa, 141-142*q*, **147-148**, 665
Turmalina, 85-87

Umidade, 478-479
Umidade relativa, **478-479**
Unidades térmicas britânicas (Btu), 656-657
Uniformitarismo. *Ver* Princípio do uniformitarismo
United States Geological Survey (USGS)
e dados de medição do nível da água, 525-527
e mapas de perigo sísmico, 373-374
e recursos energéticos, 662-663
Unzen, Vulcão no Monte, 325, *325*
Urais, Montes
como limite paleocontinental, 45, 48
orogenia dos, *273*, 270, 272

Urânio, *226-227*, 232
como elemento radioativo, 210-211
como elemento-traço, 72-74, 85-87
e datação isotópica, 210-211, 211-212*q*, 214
e energia nuclear, 668
em rochas sedimentares, 120, 138
reservas de, 668
Urano, *226-227*, 232
Urbanização. *Ver* Geologia ambiental; Atividade humana
USGS. *Ver* United States Geological Survey (USGS)
Usinas elétricas movidas a carvão. *Ver* Carvão

Vale Antelope, subsidência no, 489, *489*
Vale da Morte
leques aluviais no, *529-530*
marcas onduladas eólicas no, *544-546*
Vale do Jordão como bacia rifte, 127-128
Vale em Rifte do Leste Africano. *Ver* Grande Vale em Rifte
Vales, **506**-507, *506-507*
erosão de, *636*, 639-641, *640-641*
estruturalmente controlados, 639-641, *640-641*
glaciais, 610-612, *611-612*
Vales em rifte
e bacias sedimentares, *126-127*, 126-128
e expansão do assoalho oceânico, 28, *585-587*, 585, 587-589
e lagos, 531-532
em limites divergentes, 34-35
estilo de deformação em, 189-191, *191-192*
formação magmática em, 319
Vales em U, **610-**612, *611-612*
Vales em V, 506, 611-612
Vales fluviais, 634-637
Vales suspensos, *611-612*, **611-612**
Vallis Marineris, Cânion (Marte), *237*, 237-238, 246-247
Vapor. *Ver* Água
Variação secular, 401-402, *401-402, 403*
Varves, *614-615*, **614-616**
Vasa foraminífera, **588-590**, *590-591*
Vasa silicosa, **590-591**
Veio, *72-73*, **72-**74, 74*q*
Veios hidrotermais, 108-111
em juntas, 188-189
Velocidades de decantação, 101-102, 124-125, **516-517**
Velocidades relativas de placas, **39-40**
Veneza
e deltas, 521-522
subsidência de, 489, 521-522
Ventifactos, **542-**543
Ventos, 537-549. *Ver também* Correntes
como agentes de deposição, 543-549
como agentes de erosão, 542--544
como agentes de transporte, 539-543
como fluxo de ar, 538-539
definição de, 538
Ventos alísios, *538*, 539
Ventos de oeste, 538, *538*
Vênus, *226-227, 230q*, 231, *231*, 235-236, *236*
e vida extraterrestre, 310-311
meandros em, 506-507
Vermelho, Mar
como limite divergente, 34-35, *35-36*
estilo de deformação no, 190-191
Verniz desértico, **551-**553, *552-553*
Vesículas, 96-97, 322-323, *322-323*
Vesúvio, Vulcão no Monte, 327
Vida. *Ver também* Evolução; Geobiologia
árvore universal da, 292, *292*
domínios da, 292, *292*
e água, 476
e sistema do clima, 416-417
entradas para, 287-289
extraterrestre, 237, 247-249, 288
história da, *299-300*, 299-311
idade da, 18, *233*, 288, 299-301
origem da, 300-303
Vine, F. J., 36-39
Viscosidade, **99-100**, 319
do núcleo externo, 398, 400
e movimentos de massa, 461-463
e regimes de fluxo, 514, 516
Vishnu, Grupo, 208, *209, 264-265*
Vostok, Estação, 421-423, *422-423*
*Vugs*, 485, 492-493
Vulcanismo, 318
Vulcanismo intraplaca, 333-338
Vulcão Krakatoa, 322, 415-416
tsunâmis do, 372-373
Vulcões, 317-348, *318*, **319**. *Ver também nomes de vulcões específicos*
como geossistemas, 318-319
depósitos de, 319-325
e atividade humana, 338-345
e chuva ácida, 442-443
e estilos de erupção e formas de relevo de, 325-331, *326-330, 329-331*
e extinções em massa, 18-19
e formações de oceanos e atmosfera, 229-230, *230*
e interações entre geossistemas, 330-333
e o ciclo do carbono, *429*, 431
e o sistema do clima, 415-416
e pontos quentes da pluma mantélica, 50-51, 113-115
e tectônica de placas, 332-338
em limites convergentes, 36-37, *110-113*
em limites divergentes, 34-35
extraterrestres, 235-237, *236, 237*, 248-249
no Anel de Fogo do Pacífico, 29, *29*
padrão global de, 332-338, *333-334*
previsão de erupções de, 341-343
Vulcões, Parque Nacional dos, *111-113*
Vulcões de cones de cinzas, *326*
Vulcões em arcos de ilha, *109-111*, 114-115
Vulcões-escudo, **325**, *326*
extraterrestres, 236, *237*

*Wadis*, **554-555**
Warrawoon, Grupo, *301-302*
Wasatch, Cadeia de, 261
Wasatch, Formação, 208, *209*
Watt, James, 655-656, 677-678
Wegener, Alfred, 26, 40-42, 51-52
Wiechert, Emil, 10, 11, 393
Wilson, E. O., 678-679
Wilson, J. Tuzo, 29, 274-275
Wisconsin, Glaciação de, 424-425, 618-619, *618-619*
Wrangellia, 266, 269
Wrangell-Saint Elias, Parque Nacional, *599*

Xenólitos, 106-108, *106-108*
e quilhas cratônicas, 280-281
Xisto, *159-161*, **160-162**, 162-163*q*
porfiroblásticos, *162-163*
Xisto azul, *164-165*, **164-167**, *164-167*
e metamorfismo, *79*
e subducção, 169-170
Xistos verdes, *164-165*, **164-165**
Xistosidade, *159-161*, 160-162, 162-163*q*

Yang-Tsé, rio, 482*q*
planícies de inundação do, 509-510
Yellowstone, Parque Nacional
caldeira no, 327
colapso de caldeira no, 340-341
depósitos de fluxos de cinzas no, 329-331
fontes quentes no, *284-285*, 498-501, *498-501*
formas de relevo no, *636*
gêiseres no, 330-332, *330-332*
ponto quente de pluma mantélica sob o, 333-335, *335-336*, 393
vulcões no, 322
Yosemite, Parque Nacional de
deslizamentos de rocha no, *461-462*
esfoliação no, *449*

Zagros, Cordilheira de
e bacias flexurais, 127-128
formação da, 267, 270, *267, 270*
Zeólitos, *164-165*, **164-165**
Zinco
depósitos de, 85-87, 156-157
e fontes hidrotermais, 588-590
minérios de, 84-85, *84-85*
Zion, Parque Nacional
estratigrafia no, 208, *209*
quedas de rocha no, *461-462*
Zircônio, datação isotópica do, 214, *216*, 229
Zonas aeróbicas, 294-295, *295*, 296
Zonas anaeróbicas, 294-295, *294-295*, 296-298
Zonas de baixa velocidade, *392*, **392**
Zonas de espraiamento, 573-575, *573-575*
Zonas de sombra, *386-387*, **386-**388
Zonas de subducção
como fábricas de magma, 112-115, *114-115*
como geossistemas magmáticos, 333-335
e convecção mantélica, 393
formação magmática em, 109-111, *110-113*, 321
metamorfismo em, *157-158*, 158-159, *164-168*, 168-170
orogenia em, 266-267, 270, 272
terremotos em, *367-368*, 368-369
Zonas de surfe, 564, *564*, 573-575, *573-575*
Zonas de transição, 13, **393**
Zonas freáticas, 485, *485*
Zonas habitáveis, *311-312*, **311-312**
Zonas não saturadas, *485*, **485**
Zonas saturadas, *485*, **485**
Zonas vadosas, 485, *485*